



**UNIVERSIDAD DISTRITAL  
FRANCISCO JOSE DE CALDAS**

**Metodología para determinar el modelo espacial  
del gradiente geotérmico en las cuencas  
sedimentarias del Valle Medio del Magdalena,  
Cordillera Oriental y Llanos Orientales en  
Colombia**

**JHON CAMILO MATIZ LEÓN**

Universidad Distrital “Francisco José de Caldas”  
Facultad de Ingeniería  
Maestría en Ciencias de la Información y las Comunicaciones énfasis Geomática

Bogotá D.C.

Enero de 2018

# **Metodología para determinar el modelo espacial del gradiente geotérmico en las cuencas sedimentarias del Valle Medio del Magdalena, Cordillera Oriental y Llanos Orientales en Colombia**

Autor:

**JHON CAMILO MATIZ LEÓN**

Trabajo de Grado presentado como requisito para optar por el título de:  
Magister en Ciencias de la Información y las Comunicaciones

Director:

Andrés Cárdenas Contreras

Ingeniero Catastral y Geodesta. Magister en Geofísica.  
Candidato a Doctor en Geociencias

Co-Directora externa:

Claudia María Alfaro Valero

Química. Especialista en Geotermia. Coordinadora del Grupo de Investigación y Exploración de Recursos  
Geotérmicos del Servicio Geológico Colombiano

Líneas de Investigación:

Geodesia Satelital y Métodos de Prospección Geofísica  
Flujo de Calor Terrestre

Universidad Distrital “Francisco José de Caldas”

Facultad de Ingeniería

Maestría en Ciencias de la Información y las Comunicaciones énfasis Geomática

Bogotá D.C.

Enero de 2018

$$\int_{-\infty}^{\infty} \text{Sole } \partial S = x^2 + \left(y - \sqrt[3]{x^2}\right)^2 \frac{\partial T}{\partial S}$$

*Porque el Señor da la sabiduría, la ciencia  
y el conocimiento brotan de sus labios.*

Proverbios 2:6

## **Agradecimientos**

A Dios todopoderoso por ser el ingeniero que guía mis planes día a día y cuida mi camino en las geociencias y en la academia.

A mi Sole, mi adorada esposa Andrea, por el aguante del tiempo sacrificado a nuestra familia. Por la espera en su infinito amor para culminar esta meta. Por sus palabras de aliento y su ánimo de nunca rendirme en la ruta de conseguir mis sueños. Por confiar en mí, ser mi amiga y apoyarme a ser mejor persona, esposo y profesional. Por ser el amor de mi vida.

A mis padres Dago e Hidaly y hermanos Andrés y Juanpa por alentarme desde la distancia.

A la Universidad Distrital "Francisco José de Caldas" por ser mi alma máter. Al Servicio Geológico Colombiano – SGC, por facilitarme los datos con los cuales fue posible realizar esta investigación y por la oportunidad de ser un investigador consagrado a las geociencias.

A la coordinadora del Grupo de Investigación y Exploración de Recursos Geotérmicos del SGC, especialista en Geotermia de la Universidad de Auckland, una de las autoridades en Colombia en Geotermia y mi jefe Claudia Alfaro, por su amistad, liderazgo y su contribución a mi formación como investigador, profesional, persona y como hijo de Dios. También por su apoyo incondicional y aliento en el trasegar y descubrimiento de la Geotermia como geociencia. Infinitas gracias.

Al candidato a PhD y MSc. Andrés Cárdenas, profesor titular de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Distrital "Francisco José de Caldas" por su apoyo y guía desde la geofísica para el logro de esta investigación.

Al PhD. Javier Medina y la PhD. Erika Upegui, docentes titulares de la Universidad Distrital "Francisco José de Caldas" por sus conceptos, recomendaciones, apoyo y motivación para entender y querer aún más a la Geomática.

Al PhD. Paul Younger, profesor e investigador honorario de la Escuela de Ingeniería de la Universidad de Glasgow por sus conceptos sobre Flujo de calor. Al PhD. David Blackwell, profesor de la Universidad Metodista del Sur por sus conceptos sobre gradiente geotérmico, su corrección topográfica y Flujo de calor. Al geólogo y geofísico Matthew Zengerer, por sus conceptos en el uso de GeoModeller y modelamiento 3D. Al MSc. Javier González, por sus conceptos sobre Python y geotermia. Al Ing. Eder Quit.ian por sus conceptos en Análisis Espacial y Sistemas de Información Geográfica – SIG.

A mis compañeros de trabajo: Jesús, Gina, Gilbert, Miguel, Carlos y Jaison por su aporte y apreciaciones para con la presente investigación.

## Resumen

En la presente investigación se presenta una metodología para la generación del modelo espacial del gradiente geotérmico que corrige el efecto de la topografía. La metodología desarrollada se aplicó a pozos perforados con temperaturas de fondo de pozo (BHT) en tres cuencas geológicas sedimentarias diferentes, correspondientes al Valle Medio del Magdalena con 2330 pozos, Cordillera Oriental con 112 pozos y Llanos Orientales con 861 pozos.

El modelamiento espacial del gradiente geotérmico, se generó mediante interpolación geoestadística (IDW y Kriging) y simulación geoestadística (Simulación Gaussiana Secuencial), con el fin de establecer la incidencia del efecto de la topografía en la variación superficial y en el subsuelo de la temperatura.

Se encontró que sin la influencia de la topografía en la variación de la temperatura presente en el subsuelo, se alcanzaron gradientes anómalos con valores máximos de  $79.02^{\circ}\text{C}/\text{km}$  en la cuenca del Valle Medio del Magdalena,  $80.14^{\circ}\text{C}/\text{km}$  en la cuenca de la Cordillera Oriental y  $80.63^{\circ}\text{C}/\text{km}$  en la cuenca de los Llanos Orientales.

*Palabras clave:* geotermia, gradiente geotérmico, corrección topográfica, análisis espacial, procesamiento digital de imágenes de satélite, geoestadística.

## Abstract

The present research presents a methodology for the generation of the geothermal gradient spatial model correcting the effect of the topography. The methodology developed was applied to wells drilled with Bottom Hole Temperatures (BHT) in three sedimentary basins with notable differences in altitude and topography, corresponding to the Magdalena Middle Valley with 2330 oil wells, Eastern Mountain Range with 112 oil wells and Eastern Plains with 861 oil wells.

The spatial modeling of the geothermal gradient was generated by geostatistical interpolation (IDW and Kriging) and geostatistical simulation (Sequential Gaussian Simulation), in order to establish the incidence of the topography effect on the superficial surface and the subsoil variation of the temperature.

The analysis of results determined that without the influence of the topography on the variation of the temperature present in the subsoil, anomalous gradients with maximum values of 79.02°C/km were reached in the basin of the Middle Valley of Magdalena, 80.14°C/km In the Eastern Mountain Range basin and 80.63°C/km in the Eastern Plains basin.

*Keywords:* geothermics, geothermal gradient, topographic correction, spatial analysis, Digital satellite image processing, geostatistics.

## Contenido

Resumen .....	V
Lista de Figuras .....	IX
Lista de Tablas .....	XII
Introducción.....	1
1. Objetivos .....	4
1.1. General .....	4
1.2. Específicos .....	4
2. Marco Teórico.....	5
2.1. Modelos de Temperatura Superficial del Suelo.....	5
2.1.1. Cálculo de la Temperatura Media Ambiental.....	5
2.1.2. Cálculo de la Temperatura Superficial a partir de Sensores Remotos.....	5
2.2. Modelos de Gradiente Geotérmico .....	6
2.2.1. Cálculo del Gradiente Geotérmico Aparente .....	8
2.2.2. Correcciones a la Temperatura de Fondo de Pozo – BHT.....	9
2.3. Modelos de Predicción Espacial.....	13
2.3.1. Interpolador Kriging .....	13
2.3.2. Simulación Gaussiana Secuencial .....	14
2.3.3. Inverso de la Distancia Ponderada – IDW .....	15
3. Metodología .....	16
3.1. Zona de Estudio y Geología Regional.....	17
3.1.1. Cuenca sedimentaria del Valle Medio del Magdalena.....	18
3.1.2. Cuenca sedimentaria de la Cordillera Oriental.....	20
3.1.3. Cuenca sedimentaria de los Llanos Orientales.....	22
3.2. Materiales .....	25
3.2.1. Modelos de Temperatura Superficial del Suelo.....	25
3.2.2. Modelos de Gradiente Geotérmico .....	28
3.2.3. Modelos de Predicción Espacial .....	29
3.3. Métodos .....	29
3.3.1. Modelos de Temperatura Superficial del Suelo.....	29

---

3.3.2.	Modelos de Gradiente Geotérmico .....	33
3.3.3.	Modelos de Predicción Espacial .....	35
4.	Resultados .....	36
4.1.	Modelos de Temperatura Superficial del Suelo .....	36
4.1.1.	Modelo de Temperatura Media Ambiental.....	36
4.1.2.	Modelo de Temperatura Superficial a partir de Landsat 7 ETM+ .....	38
4.2.	Modelos de Gradiente Geotérmico .....	39
4.2.1.	Correcciones a la Temperatura de Fondo de Pozo – BHT.....	40
4.2.2.	Estimación del Gradiente Geotérmico Aparente.....	48
4.3.	Modelos de Predicción Espacial.....	53
4.3.1.	Análisis Exploratorio .....	54
4.3.2.	Transformación de los Datos.....	59
4.3.3.	Análisis Estructural .....	61
4.3.4.	Interpolación Kriging.....	72
4.3.5.	Simulación Gaussiana Secuencial – SGS .....	78
4.3.6.	Inverso de la Distancia Ponderada - IDW.....	81
5.	Discusión.....	87
6.	Conclusiones .....	90
7.	Recomendaciones .....	93
	Bibliografía .....	95
A.	Anexo: Modelo de Análisis Espacial en Python – paquete ArcPy .....	99
B.	Anexo: Módulos del modelo de análisis espacial para la estimación de los promedios de alturas radializadas.....	103
C.	Anexo: Programa para estimar los coeficientes de la corrección topografía para el gradiente geotérmico en Python, paquetes numpy y matplotlib.pyplot .....	104



## Lista de Figuras

Figura 2-1. Región infrarroja del espectro electromagnético .....	6
Figura 2-2. Relación Gradiente Geotérmico vs Topografía .....	7
Figura 2-3. Plantilla para el cálculo de los valores promedios de las alturas $\rho i$ por cada sección a partir del collar del pozo perforado.....	12
Figura 3-1. Metodología para el modelamiento espacial del gradiente geotérmico.....	16
Figura 3-2. Localización y esquema geológico de la cuenca Valle Medio del Magdalena ....	18
Figura 3-3. Esquema de la columna estratigráfica generalizada para la cuenca Valle Medio del Magdalena.....	19
Figura 3-4. Localización y esquema geológico de la cuenca Cordillera Oriental .....	20
Figura 3-5. Esquema de la columna estratigráfica generalizada para la cuenca Cordillera Oriental.....	21
Figura 3-6. Localización y esquema geológico de la cuenca Llanos Orientales.....	22
Figura 3-7. Esquema de la columna estratigráfica generalizada y una sección cruzada con formaciones para la cuenca Llanos Orientales .....	24
Figura 3-8. Modelo 3D para las cuencas sedimentarias Valle Medio del Magdalena, Cordillera Oriental y Llanos Orientales .....	25
Figura 3-9. Perfil de cotas altitudinales para las cuencas sedimentarias Valle Medio del Magdalena, Cordillera Oriental y Llanos Orientales.....	26
Figura 3-10. Imágenes de la banda 6 térmica de baja ganancia (VCID1) Landsat 7 ETM+ para las cuencas sedimentarias de VMM, CO y LLOR.....	27
Figura 3-11. Distribución espacial de los pozos con BHT, localizados en las tres cuencas sedimentarias .....	28
Figura 3-12. Curva de respuesta espectral para la banda térmica de Landsat 7 ETM+ ....	30
Figura 4-1. Temperatura Media Ambiental vs Elevación .....	36
Figura 4-2. Mapa de la Temperatura Media Ambiental .....	37
Figura 4-3. Temperatura Superficial vs Elevación.....	38
Figura 4-4. Mapa de la Temperatura Superficial a partir de Landsat 7 ETM+.....	39
Figura 4-5. Variación de la BHT corregida por AAPG para las cuencas VMM, CO y LLOR .....	41
Figura 4-6. Modelo de análisis espacial con los resultados por etapa para el cálculo de los promedios de alturas por radios circundantes en cada pozo con BHT .....	43
Figura 4-7. Variación de la BHT corregida topográficamente calculada, con la Temperatura Media Ambiental para las cuencas VMM, CO y LLOR .....	44
Figura 4-8. Variación de la BHT corregida topográficamente, calculada con la Temperatura Superficial a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR.....	45

Figura 4-9. Factores de corrección en función de la profundidad para las BHT corregidas por temperatura de formación, por corrección topográfica y observados, calculadas con TMA y con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR.....	47
Figura 4-10. Variación del Gradiente Geotérmico Aparente corregido topográficamente, calculado con la Temperatura Media Ambiental para las cuencas VMM, CO y LLOR .....	49
Figura 4-11. Variación del Gradiente Geotérmico corregido topográficamente, calculado con la Temperatura Superficial a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR.....	51
Figura 4-12. Factores de corrección en función de la profundidad para los GGA corregidos por temperatura de formación, por corrección topográfica y observados, calculados con TMA y con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR.....	52
Figura 4-13. Histogramas, diagramas de caja y diagramas Cuantil – Cuantil para BHT corregidas topográficamente, calculadas con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR.....	56
Figura 4-14. Histogramas, diagramas de caja y diagramas Cuantil – Cuantil para GGA corregidos topográficamente, calculados con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR.....	57
Figura 4-15. Relación temperatura – gradiente geotérmico en función de la profundidad para litologías en cuencas sedimentarias.....	58
Figura 4-16. Histogramas y diagramas Cuantil – Cuantil para BHT corregidas topográficamente y transformadas a una distribución lognormal, calculadas con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR.....	60
Figura 4-17. Histogramas y diagramas Cuantil – Cuantil para GGA corregidos topográficamente y transformados a una distribución lognormal, calculados con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR .....	61
Figura 4-18. Variogramas experimentales para BHT corregidas topográficamente y transformadas a una distribución lognormal, calculados con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR .....	63
Figura 4-19. Variogramas experimentales para GGA corregidas topográficamente, sin atípicos y transformados a una distribución lognormal, calculados con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR.....	64
Figura 4-20. Mapa del variograma y variogramas direccionales para BHT corregidas topográficamente y transformadas a una distribución lognormal, calculados con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR.....	65
Figura 4-21. Mapas del variograma y variogramas direccionales para GGA corregidas topográficamente, sin atípicos y transformados a una distribución lognormal, calculados con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR .....	67
Figura 4-22. Variogramas teóricos para BHT corregidas topográficamente y transformados a una distribución lognormal, calculadas con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR.....	69

Figura 4-23. Variogramas teóricos GGA corregidos topográficamente, sin atípicos y transformados a una distribución lognormal, calculados con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR .....	70
Figura 4-24. Modelos Kriging 2D y 3D para las BHT corregidas topográficamente y calculadas con TMA para las cuencas VMM, CO y LLOR.....	73
Figura 4-25. Modelos Kriging 2D y 3D para las BHT corregidas topográficamente y calculadas Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR .....	74
Figura 4-26. Modelos Kriging 2D y 3D para los GGA corregidos topográficamente y calculados con TMA para las cuencas VMM, CO y LLOR.....	76
Figura 4-27. Modelos Kriging 2D y 3D para los GGA corregidos topográficamente y calculados con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR.....	77
Figura 4-28. Modelos SGS 3D para las BHT y GGA calculados con TMA para las cuencas VMM, CO y LLOR.....	79
Figura 4-29. Modelos SGS 3D para las BHT y GGA calculados con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR .....	80
Figura 4-30. Modelos IDW 2D y 3D para las BHT corregidas topográficamente y calculadas con TMA para las cuencas VMM, CO y LLOR .....	82
Figura 4-31. Modelos IDW 2D y 3D para las BHT corregidas topográficamente y calculadas con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR.....	83
Figura 4-32. Modelos IDW 2D y 3D para los GGA corregidos topográficamente y calculados con TMA para las cuencas VMM, CO y LLOR .....	85
Figura 4-33. Modelos IDW 2D y 3D para los GGA corregidos topográficamente y calculados con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR.....	86

## Lista de Tablas

Tabla 3-1. Escenas Landsat 7 ETM+ utilizadas para el cálculo de la temperatura superficial del suelo.....	26
Tabla 3-2. Distribución de los pozos con el cálculo del gradiente geotérmico observado por cuenca sedimentaria y rangos de profundidad .....	29
Tabla 3-3. Valores de transmitancia y valores máximos y mínimos de radiancia para cada escena Landsat 7 ETM+ .....	32
Tabla 3-4. Numero de círculos circundantes y radios desde el collar del pozo.....	34
Tabla 4-1. Medidas descriptivas de la Temperatura Media Ambiental.....	36
Tabla 4-2. Medidas descriptivas de la Temperatura Superficial.....	38
Tabla 4-3. BHT corregidas por AAPG.....	40
Tabla 4-4. BHT corregidas por el efecto de la topografía calculadas con la Temperatura Media Ambiental .....	42
Tabla 4-5. BHT corregidas por el efecto de la topografía calculadas con la Temperatura Superficial a partir de Landsat 7 ETM+ .....	45
Tabla 4-6. Gradientes Geotérmicos Aparentes corregidos topográficamente estimados con la Temperatura Media Ambiental.....	48
Tabla 4-7. Gradientes Geotérmicos Aparentes corregidos topográficamente estimados con la Temperatura Superficial a partir de Landsat 7 ETM+ .....	50
Tabla 4-8. Medidas descriptivas para las BHT y GGA corregidos topográficamente y estimados con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+.....	54
Tabla 4-9. Datos atípicos eliminados para GGA .....	59
Tabla 4-10. Parámetros de los variogramas experimentales.....	62
Tabla 4-11. Criterios de la validación cruzada para los variogramas teóricos de las BHT corregidas topográficamente .....	71
Tabla 4-12. Criterios de la validación cruzada para los variogramas teóricos de los GGA corregidos topográficamente.....	72

## Introducción

La investigación, exploración y explotación de los recursos naturales en el territorio colombiano, ha despertado el interés de numerosos actores públicos y privados por conocer y elaborar modelos del subsuelo que permitan una correcta caracterización del potencial de los recursos geotérmicos del país.

En el desarrollo de un modelo de gradiente geotérmico, las diversas técnicas y métodos utilizados para su estimación, no profundizan en el grado de incidencia que tiene la topografía en la variación de la temperatura en el subsuelo. El procedimiento de representación espacial del gradiente de temperatura del subsuelo, no ha sido encaminado de la manera adecuada, desestimando el modelado espacial como una opción óptima y eficaz para visualizar el potencial geotérmico del país (Alfaro et al. 2015).

Bajo las anteriores premisas, diversas áreas de la Geomática contemplan una serie de procesos sistemáticos que permiten generar una metodología de modelado y análisis (Matiz et al. 2015), dirigida a integrar los atributos de la superficie terrestre que ajustan en mayor instancia un modelo de gradiente geotérmico del territorio colombiano (Alfaro et al. 2015). La obtención de esta metodología permite a investigadores, entidades, organizaciones, centros y programas de investigación en geotermia, obtener resultados tangibles y corregidos con las variaciones de temperatura sin la influencia de la topografía, lo cual permite establecer una integración de las diversas geociencias que estudian fenómenos como la geotermia (Westaway & Younger 2014). El modelo obtenido mediante la metodología del cálculo del gradiente geotérmico corregido, es de gran relevancia para sectores como la industria petrolera, exploración geotérmica y el uso directo de la geotermia (como agricultura de precisión, servicios públicos, ganadería extensiva, entre otros), aumentando el conocimiento del potencial geotérmico de Colombia de cara a las nuevas alternativas de energías renovables (Alfaro et al. 2015).

Dentro de este marco, la cuenca del Valle Medio del Magdalena con alturas desde 20 msnm hasta 2326 msnm, la cuenca de la Cordillera Oriental con alturas desde 512 msnm hasta 5343 msnm y la cuenca de los Llanos Orientales con alturas desde los 110 msnm hasta 3186 msnm ubicadas en el territorio colombiano, cuentan con las características necesarias para el estudio de la influencia de la topografía en el gradiente geotérmico y su posterior modelado

espacial con enfoque geoestadístico como herramienta para la gestión de recursos y la toma de decisiones. Este modelamiento es un aporte a la investigación de las geociencias con base integración entre la Geotermia y la Geomática.

Tomando como base que bajo ciertas condiciones, la temperatura puede ser calculada a grandes profundidades pero se ve influenciada fuertemente por efectos superficiales como la temperatura (Balling et al. 1981). Para corregir las mediciones observadas de temperatura se planteó que la continuación de una función armónica se defina sobre una superficie irregular, siendo un problema de la teoría de Dirichlet (Bullard 1938). Desarrollando el armónico esférico, se elaboró un modelo de análisis espacial para generar el cálculo de los promedios de las alturas para cada radio planteado en cada pozo perforado. Si bien los planteamientos utilizados en la presente investigación (Bullard 1938; Balling et al. 1981) tienen un tratamiento teórico de más de 35 años, en Colombia no se han desarrollado ni utilizado técnicas que permitan obtener una temperatura del subsuelo corregida para dimensionar el potencial geotérmico en las cuencas sedimentarias del país, definiendo el tratamiento de armónicos esféricos en superficies irregulares como el mejor componente teórico a aplicar para la corrección topográfica del gradiente geotérmico.

La extracción directa de los parámetros de entrada para un cálculo apropiado del gradiente geotérmico se basan en procesos cartográficos analógicos sin rigurosidad sobre la exactitud y precisión de los valores de los promedios de las alturas en cada radio planteado para los puntos de evaluación. La inclusión e integración de herramientas espaciales mediante rutinas programadas, optimiza y automatiza en gran medida la consecución de datos calificados a intervenir en el proceso de corrección.

Una de las entradas fundamentales para determinación la variación de la temperatura del subsuelo, es la temperatura superficial del área de estudio (Bodmer et al. 1979). Los modelos de verdad terreno planteados si bien son los validadores de los datos encontrados en el terreno, el procesamiento de imágenes de satélites con bandas e el infrarrojo termal, permiten obtener un modelo de temperaturas por medio de la geomática (Tardy et al. 2016). El alcance del procesamiento digital de imágenes Landsat 7 ETM+, está dado por las condiciones de toma del satélite en cuanto a nubosidad, cobertura, revisita y resolución espectral de las imágenes en la zona de estudio. Siendo una cobertura regional, la presentada por las tres cuencas sedimentarias, la estimación de los valores de temperatura mediante sensores remotos se convierten en un importante insumo para el cómputo del gradiente geotérmico.

Con las variaciones de la temperatura en profundidad, la representación de los valores encontrados, se convierte en una condición imprescindible para la estimación del potencial geotérmico de zonas sedimentarias (Alfaro et al. 2015). El modelamiento espacial del gradiente geotérmico corregido, mediante las técnicas de interpolación geostatística (Kriging y el Inverso de la Distancia Ponderada – IDW) y los métodos de simulación estadística (Simulación Gaussiana Secuencial – SGC) en tres dimensiones, denotan la obtención de valores del subsuelo colombiano en función de la temperatura y un datum espacial conocido para el observador.

Para las ciencias de la Tierra y en concreto la Geotermia, la especificación de metodologías admitidas en la estimación del potencial geotérmico, no se han establecido de una manera formal (Hamza 2008). La integración de diversos tipos de datos (datos de elevación, de temperatura media ambiental, de radiancia transformados a temperatura, de temperatura del fondo de pozos de hidrocarburos) y de procesos de estimación (cálculo de la temperatura media ambiental con estaciones de campo, de temperatura superficial a partir de sensores remotos, de estimación del gradiente geotérmico con pozos de petróleo) hacen que la heterogeneidad sea la principal ventaja en el establecimiento de metodologías cuando los tecnicismos no se pueden llevar a cabo pero pueden ser reemplazados por metodologías con buenas certificadas, convirtiendo los diversos datos y procesos en insumos y procedimientos multipropósitos (Matiz et al. 2015).

Finalmente la validación de los resultados alcanzados en la estimación del gradiente geotérmico con la metodología convencional frente a la versión calculada con temperaturas superficiales a partir de imágenes de Landsat 7 ETM+ (metodología presentada desde la geomática) y su relación con la versión anterior del mapa de gradiente geotérmico para las cuencas seleccionadas como zona de estudio.

## **1. Objetivos**

### **1.1. General**

Desarrollar una metodología para determinar un modelo espacial del gradiente geotérmico, incluyendo la corrección topográfica en las cuencas sedimentarias del Valle Medio del Magdalena, Cordillera Oriental y Llanos Orientales en Colombia.

### **1.2. Específicos**

- Caracterizar la temperatura superficial a partir de sensores remotos para cada una de las cuencas sedimentarias del área de estudio
- Generar y evaluar el efecto de la corrección del terreno en el modelo espacial del gradiente geotérmico para cada una de las cuencas sedimentarias del área de estudio
- Establecer la incidencia del método Kriging y del método de Simulación Gaussiana Secuencial en la representación espacial del gradiente geotérmico para cada una de las cuencas sedimentarias del área de estudio



## 2. Marco Teórico

### 2.1. Modelos de Temperatura Superficial del Suelo

La caracterización de modelos de temperatura superficiales del suelo ha contribuido a la cuantificación de anomalías de temperatura asociadas a características propias de las áreas geotérmicas (Haselwimmer & Prakash 2013). Generalmente en las áreas con potencial geotérmico se concentran sistemas geotérmicos, los cuales se presentan en áreas con altas anomalías de flujo de calor presentes en la corteza terrestre (DiPippio 2013) y que pueden estar relacionados con la presencia de cuerpos ígneos jóvenes o rocas calientes localizadas a profundidad en la corteza (Rybach & Muffler 1981). La transferencia de calor del interior de la Tierra a la superficie ocurre por tres mecanismos fundamentales: conducción, convección y radiación, donde el mecanismo que predomina en la transmisión de calor es la conducción (Alfaro et al. 2009).

#### 2.1.1. Cálculo de la Temperatura Media Ambiental

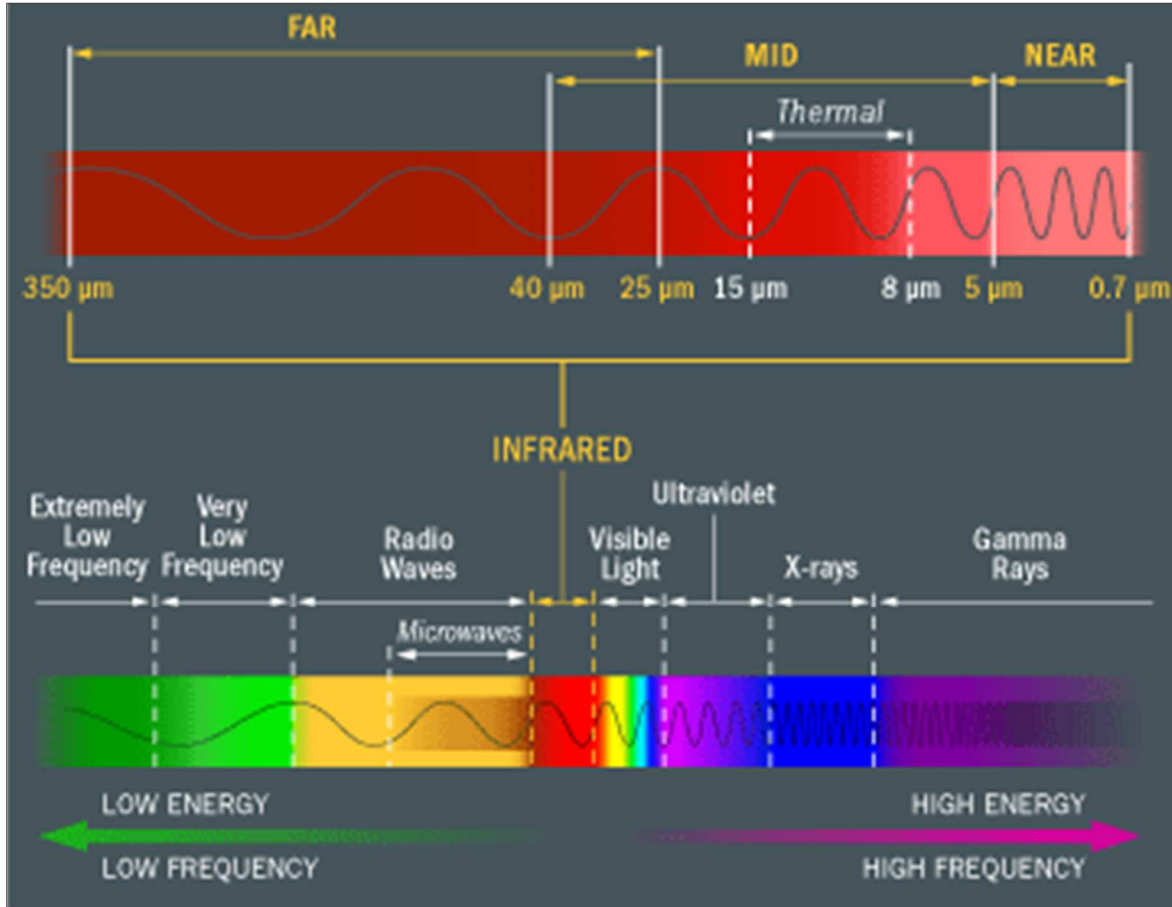
En la representación de las temperaturas de la superficie terrestre incorporadas al cálculo de la variación de la temperatura con respecto a la profundidad por medio de la metodología convencional, se define una correlación entre la temperatura media del ambiente con la altitud (Alfaro et al. 2009). Dicha correlación (regresión lineal de mínimos cuadrados) está dada por los valores medios anuales para una muestra de estaciones meteorológicas georreferenciadas en superficie que han registrado información durante periodos de tiempo robustos (Eslava 1992).

#### 2.1.2. Cálculo de la Temperatura Superficial a partir de Sensores Remotos

Como insumo alternativo para la estimación de las temperaturas superficiales del suelo, algunos sistemas satelitales de observación terrestre cuentan con sensores que permiten el registro de las longitudes de onda del infrarrojo termal (TIR, por sus siglas en inglés) en los niveles digitales de las imágenes capturadas alrededor del globo (Siahaan et al. 2001). Los sensores remotos (SR) con detección del TIR (**Figura 2-1**), proporcionan un método para cartografiar y cuantificar de una manera ágil las características geotérmicas superficiales que

apoyan la exploración y evaluación de nuevos recursos y el cálculo del potencial geotérmico del área de estudio (Coolbaugh et al. 2007).

Figura 2-1. Región infrarroja del espectro electromagnético



Fuente: (Sattel 2017)

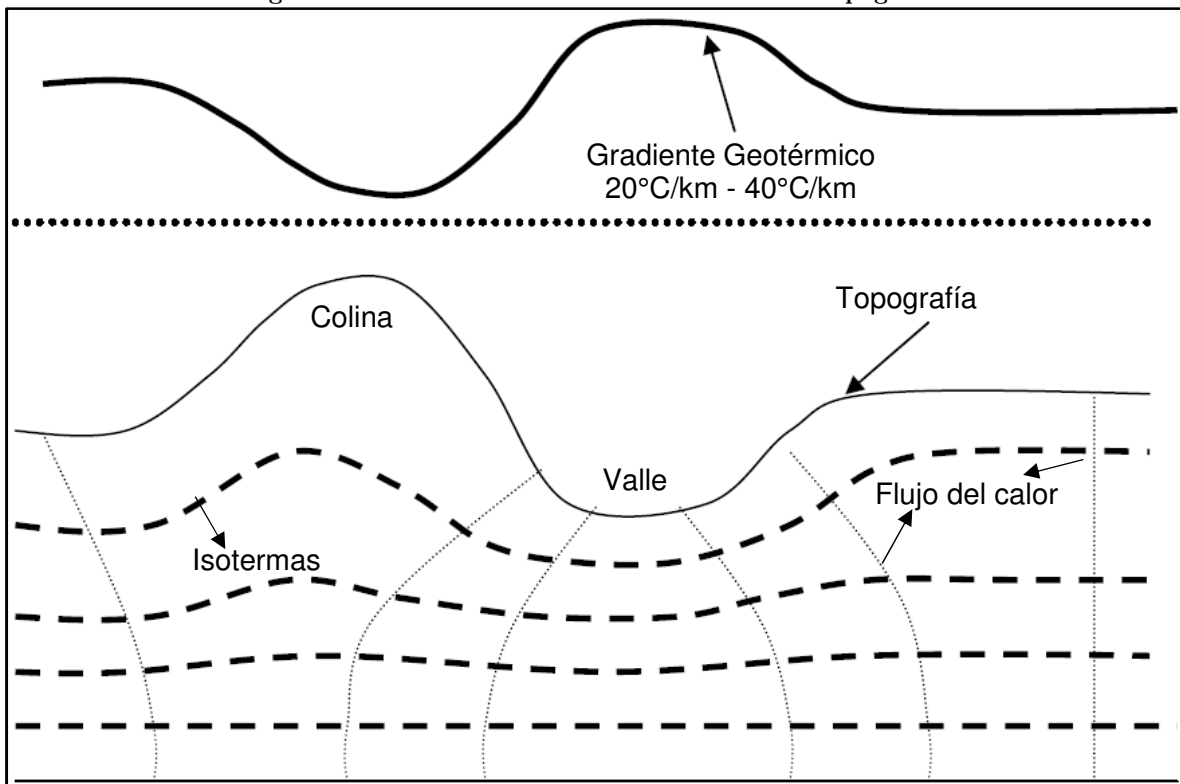
## 2.2. Modelos de Gradiente Geotérmico

El gradiente geotérmico es la variación de la temperatura con respecto a la profundidad de la corteza, donde esta variación es más irregular que en el manto y núcleo, registrando grandes cambios laterales (Clauser 2009). Las variaciones presentadas dependen en gran medida del contenido de isótopos radiactivos de las rocas, de la tectónica y del régimen hidrológico (Clauser 2009). Los valores de gradiente son mayores en las márgenes activas: muy altos (200°C/km) en dorsales meso-oceánicas y en arcos de islas, dada la cercanía a la superficie de una fuente de calor magmática (Clauser 2009). En zonas de subducción tectónica se observan gradientes bajos por el enfriamiento producido por sedimentos saturados de agua, arrastrados bajo la corteza (Alfaro et al. 2009).

En áreas tectónicamente estables como escudos y cuencas sedimentarias el gradiente promedio está entre 15 y 30°C/km (Pollack et al. 1993). En rocas del basamento como los granitos, las cuales contienen mayores concentraciones de minerales radiogénicos que otros tipos de rocas cristalinas (Alfaro et al. 2015), el calor generado por la desintegración radiactiva podría constituirse en un objetivo para extracción (sistemas geotérmicos de roca caliente seca), si las rocas suprayacentes tienen baja conductividad térmica y actúan como un recubrimiento aislante termal atrapando el calor dentro del granito (Clauser 2006).

La relación del gradiente geotérmico frente a la topografía, es una relación inversamente proporcional, en la cual se evidencia un aumento en el gradiente en presencia de bajos topográficos como valles y una disminución de esta variable cuando se enmarca en colinas o montañas (altos topográficos). Al observar este comportamiento para el gradiente geotérmico, se establece que la variación de la temperatura pierde magnitud en ascenso hacia la superficie (Hamza 2008). Este desplazamiento en función de la topografía enmascara el valor real del gradiente geotérmico presente en el subsuelo. En la **Figura 2-2**, se observa gráficamente la relación entre el gradiente geotérmico y la topografía, en función de un flujo de calor ascendente y vertical, caracterizando las isotermas que se presentan en profundidad.

**Figura 2-2. Relación Gradiente Geotérmico vs Topografía**



Fuente: (Hamza 2008)

### 2.2.1. Cálculo del Gradiente Geotérmico Aparente

#### Método de Temperatura de Fondo de Pozo (Bottom Hole Temperature - BHT).

El cálculo del gradiente geotérmico a partir de temperaturas de fondo de pozo, corresponde al gradiente estimado a partir de la medición de la temperatura del fondo de pozo a la profundidad máxima con respecto a la temperatura media en superficie (Carvalho & Vacquier 1977). Este gradiente es aparente debido a que no tiene en cuenta la variación vertical asociada a los cambios litológicos y las propiedades de transferencia de calor de la roca (Alfaro et al. 2015). La validez de este método se fundamenta en que las mediciones de temperatura en el fondo del pozo son las menos perturbadas durante el período de medición después de terminar las actividades de perforación (Deming 1989). Partiendo de la diferencia entre la temperatura de fondo de pozo  $T_{BHT}$  y la temperatura de superficie  $T_0$ , esta puede expresarse como (Hamza 2008):

$$T_{BHT} - T_0 = \sum_{i=1}^N \left( \frac{dT}{dz} \right)_i h_i \quad (1)$$

Donde  $(dT/dz)_i$  es el gradiente de temperatura de la capa  $i$ ,  $h_i$  es el espesor de la capa y  $N$  es el número de capas. Si el flujo de calor vertical  $q$  es constante, la ecuación 1 se puede escribir de la siguiente manera (Hamza 2008):

$$T_{BHT} = T_0 + q \sum_{i=1}^N R_i h_i \quad (2)$$

Donde  $R_i$  es la resistividad térmica de la capa  $i$ . El término  $\sum_{i=1}^N R_i h_i$  es la resistividad térmica acumulada de todas las capas ( $N$ ) hasta la profundidad del fondo del pozo a la cual se registra la  $T_{BHT}$ .

$$q = (T_{BHT} - T_0) / \sum_{i=1}^N R_i h_i \quad (3)$$

Después de multiplicar y dividir  $(Z_{BHT} - Z_0)$ , donde  $Z_{BHT}$  es la cota altitudinal de la temperatura del fondo del pozo y  $Z_0$  es la cota altitudinal de la temperatura superficial, la ecuación del flujo de calor ( $q$ ) base del método a partir del BHT se transforma en (Hamza 2008):

$$q = \left\{ \frac{(T_{BHT} - T_0)}{(Z_{BHT} - Z_0)} \right\} * \left\{ \frac{(Z_{BHT} - Z_0)}{(\sum_{i=1}^n R_i h_i)} \right\} \quad (4)$$

*Gradiente Geotérmico Aparente* \* *Conductividad Térmica Efectiva*

El primer término es el objeto de estudio de esta investigación. El segundo término corresponde a la conductividad térmica efectiva en las capas del intervalo ( $Z_{BHT} - Z_0$ ), equivalente a la profundidad del pozo dividida por la resistividad térmica acumulada (Gomes & Hamza 2005).

### 2.2.2. Correcciones a la Temperatura de Fondo de Pozo – BHT

Teniendo en cuenta que el método de BHT es el que menos perturba la medición de la temperatura al final de la perforación, pero que aun así, muestra que los valores medidos no corresponden exactamente a la temperatura de formación debido a la perturbación termal producida por la perforación (Alfaro et al. 2009), ya que cualquier corrección empírica o teórica a los datos del BHT incorpora un error desconocido (Alfaro et al. 2015). El gradiente geotérmico y el flujo de calor, aunque tienden a ser homogéneos en profundidad, tienden a variar con la elevación del terreno, siendo un factor a corregir para estimar un gradiente geotérmico sin perturbaciones (Sigismondi & Ramos 2009).

#### Corrección de la Asociación Americana de Geólogos del Petróleo - AAPG

Para corregir la temperatura y acercarse a los valores de la verdadera temperatura de formación, se aplica la corrección de la Asociación Americana de Geólogos del Petróleo (AAPG por sus siglas en inglés). Esta corrección es empírica, debido a que surgió en los años setenta al ser aplicada a mediciones de pozos con fines geotérmicos, comparando la temperatura del fondo del pozo con temperaturas medidas en equilibrio en 602 pozos ubicados en los Estados Unidos (Deming 1989).

Las diferencias encontradas entre los dos conjuntos de datos (temperaturas de fondo de pozo y temperaturas en equilibrio) a través de la aplicación de mínimos cuadrados, ajustan debido a un polinomio de tercer orden con el cual se genera un promedio de la corrección del gradiente geotérmico en función de la profundidad (Deming 1989). La corrección de gradiente alcanzada puede ser multiplicada por la profundidad para corregir la temperatura de formación en función de la profundidad (Deming 1989). El polinomio de tercer orden encontrado a través de mínimos cuadrados corresponde a la ecuación 5.

$$\Delta T = az + bz^2 + cz^3 + dz^4 \quad (5)$$

En donde  $\Delta T$  es la corrección de temperatura en grados centígrados,  $z$  la profundidad del pozo en kilómetros y  $a, b, c, d$  los coeficientes a aplicar en el polinomio.

### **Corrección Topográfica**

En la estimación de la corrección topográfica del gradiente geotérmico, se tuvo en cuenta el enfoque de corregir las mediciones de temperatura realizadas en pozos de exploración (Balling et al. 1981). Esta corrección aunque aproximada, tiene en cuenta la complejidad de la topografía y es fácilmente aplicable a pozos de exploración en profundidad aportando suficiente exactitud al dato corregido (Bullard 1938).

La base teórica de la corrección consiste en definir el pozo perforado como un punto de origen georreferenciado con un valor de temperatura  $\theta = (x, y, z)$ , donde  $x, y$  corresponden a las coordenadas horizontales del pozo,  $z$  la profundidad del fondo del pozo (vertical hacia abajo),  $h_0$  la altitud del collar del pozo perforado (positivo hacia arriba),  $h_{(x,y)}$  la latitud de la superficie terrestre (Balling et al. 1981).

Dentro de las asunciones del método, se establece que la conductividad termal de la roca es isotrópica y homogénea, que la temperatura media de la superficie de la Tierra varía linealmente con un gradiente  $G'$  (Balling et al. 1981) y que se utilizaran pozos perforados con profundidades mayores a 500 metros para eliminar el efecto de gradientes someros (Alfaro et al. 2015). Entonces, con la temperatura media de la roca (en equilibrio), se satisface  $\Delta\theta = 0$  para  $z > -h(x, y)$ , con las condiciones de frontera para la superficie (Balling et al. 1981):

- $\theta(x, y, -h(x, y)) = \theta_0 - G'(h(x, y) - h_0)$  donde  $\theta_0$  es la temperatura media anual del collar del pozo perforado
- Para  $z \rightarrow \infty$   $\frac{\partial\theta}{\partial z} = G$ , siendo  $G$  el gradiente geotérmico no perturbado

Introduciendo la temperatura corregida  $\theta_1$  (temperatura que se podría medir si la superficie de la tierra fuera horizontal a la altitud  $h$  del collar del pozo perforado).  $\theta_1$  es una función de  $z$  dada por  $\theta_1(z) = \theta_0 + Gz$  (Balling et al. 1981).

El eje de la corrección de Bullard (1938) se centra en que la continuación de una función armónica se defina sobre una superficie irregular (problema de Dirichlet). Con base en lo anterior, es necesario computar la corrección entre  $\theta(0,0, z) - \theta_1(z) = \delta\theta$  teniendo en cuenta

la topografía, además de que la función  $\theta = \theta - \theta_1$  verifique que la ecuación de Laplace en el terreno sea finita para  $z \rightarrow \infty$  y satisfaga una condición de frontera en la superficie terrestre (Balling et al. 1981). Con el supuesto de que las variaciones topográficas son tan pequeñas para que en el plano  $z = -h_0$  la diferencia  $\delta\theta = \theta(x, y, -h_0(x, y)) - \theta_1(-h_0)$  sea casi igual a que la temperatura  $\theta$  cambiara linealmente con  $z$  (Bullard 1938). Siendo el plano horizontal  $z = -h_0$ ,  $\delta\theta$  se aproxima a:

$$\delta\theta(x, y, -h_0) = (G - G')(h(x, y) - h_0) \quad (6)$$

Desarrollando la función armónica  $\delta\theta$  por la formula clásica (Bullard 1938), se tiene:

$$\delta\theta(x, y, z) = \frac{1}{2\pi} \iint \delta\theta(x, y, -h_0) \frac{\partial \frac{1}{r}}{\partial z} \partial S = \frac{G' - G}{2\pi} \iint_{-\infty}^{+\infty} \frac{(h(x', y') - h_0)(z + h_0) \partial x' \partial y'}{\sqrt{((x - x')^2 + (y - y')^2 + (z + h_0)^2)^{3/2}}} \quad (7)$$

Utilizando coordenadas polares para  $x = y = 0$  a lo largo del pozo, se obtiene:

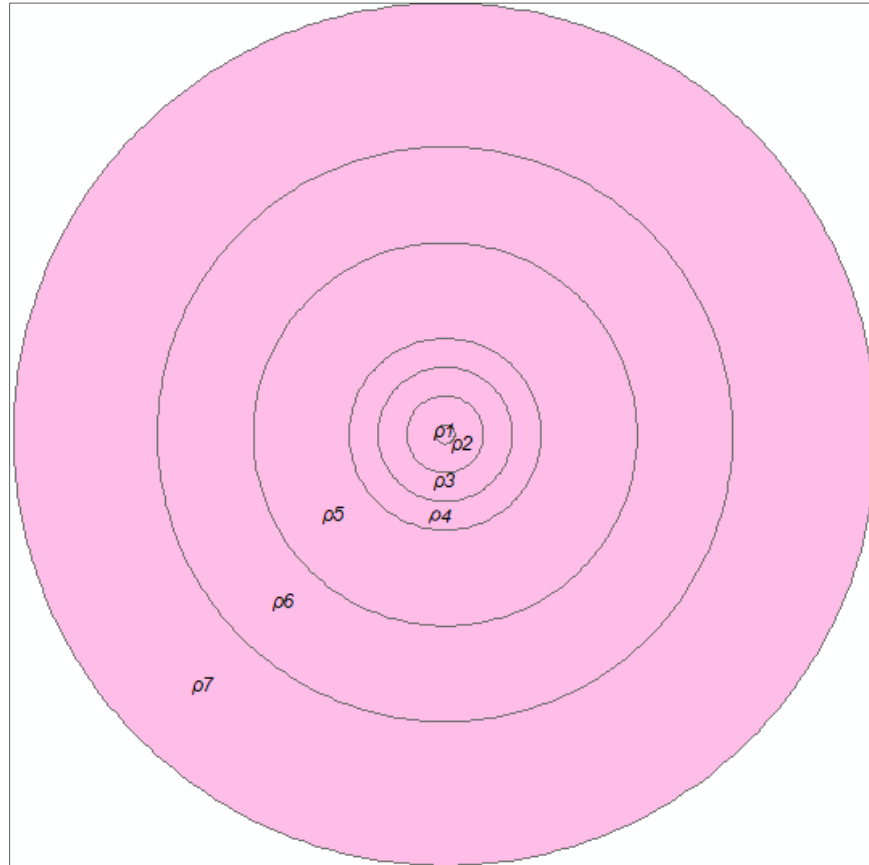
$$\delta\theta(0, 0, z) = (G' - G) \int_0^{\infty} \frac{\rho(z + h_0) \partial \rho}{\sqrt{(\rho^2 + (z + h_0)^2)^3}} \frac{1}{2\pi} \int_0^{\pi} (h(0, \phi) - h_0) \partial \phi \quad (8)$$

Donde la derivada parcial de (8) se denota como la ecuación (9), donde  $\rho$  corresponde a los valores de los radios utilizados en la corrección en función de la altura (Kappelmeyer & Haenel 1974):

$$\frac{\partial(\delta\theta)}{\partial z} = (G' - G) \int_0^{\infty} \frac{(\rho^2 - 2(z + h_0)^2) \rho \partial \rho}{\sqrt{(\rho^2 + (z + h_0)^2)^5}} \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} (h(\rho, \phi) - h_0) \partial \phi \quad (9)$$

Calculando la integrales, más el cálculo de la diferencia de las variaciones de temperaturas llamado gradiente geotérmico medio definido como  $(G' - G)$ , donde  $G$  corresponde al gradiente de temperatura hallado a partir del BHT (debido a que entre mayor sea la profundidad, se espera que la perturbación sea menor) y  $G'$  es el valor de la temperatura media (de origen meteorológico) donde se sitúa el pozo (no se puede calcular, se asume un valor estándar de  $\frac{1^\circ \text{C}}{100 \text{ m}}$ ), se puede evaluar  $\delta\theta(0, 0, z)$  (Balling et al. 1981).

**Figura 2-3. Plantilla para el cálculo de los valores promedios de las alturas  $\rho_i$  por cada sección a partir del collar del pozo perforado**



**Fuente:** (Kappelmeyer & Haenel 1974)

Para la determinación de la serie de círculos con radios  $\rho_i (i = 0, 1, \dots, N \text{ con } \rho_0 = 0)$ , en el collar del pozo perforado, se materializa un círculo dividido en secciones (círculos internos). Dentro de cada sección, la función  $h(\rho, \phi)$  corresponde al valor promedio de las alturas (Kappelmeyer & Haenel 1974). Las áreas circulares se definen por  $\rho_{i-1} < \rho < \rho_i$ , donde las diferencias medias de altitud radializadas corresponden a  $\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} (h - h_0) \partial\phi = H_i$ , las cuales al ser evaluadas arrojan los valores promedios obtenidos en cada sector del círculo calculado (Kappelmeyer & Haenel 1974). En la **Figura 2-3**, se observa la plantilla aplicada en cada pozo para la consecución de los valores medios de las alturas en cada círculo. Llevando la integral de  $\rho$  a sumatorias para un mejor cómputo de los coeficientes, se tiene:

$$\delta\theta(0,0,z) = (G' - G) \sum_{i=1}^{i=N} H_i \frac{\frac{4(z+h_0)(\rho_i - \rho_{i-1})}{(\rho_i + \rho_{i-1})}}{(z+h_0)^2} \sqrt{\left[1 + 4 \frac{(z+h_0)^2}{(\rho_i + \rho_{i-1})^2}\right]^3} \quad (10)$$



### 2.3. Modelos de Predicción Espacial

Los métodos de predicción espacial determinísticos y probabilísticos, se han definido como un procedimiento que permite calcular el valor de una variable y su posición en el espacio, a partir de valores muestreados de la misma variable en otras posiciones del espacio, por medio de algoritmos matemáticos que facilitan el cálculo de los mismos (Deutsch 2002).

Los métodos geoestadísticos más usuales a partir de un conjunto de puntos distribuidos irregularmente, pueden clasificarse en interpoladores globales y locales, donde los primeros se caracterizan por usar todos los datos del área de estudio para generar predicciones a través de funciones de suavizamiento que revelan zonas de mayor desviación de la tendencia general, las superficies de tendencia pertenecen a este grupo (Webster & Oliver 2007). Los interpoladores locales, por su parte se caracterizan por trabajar alrededor del punto a interpolar siempre y cuando exista correlación en la superficie, el cual disminuirá mientras sea mayor la distancia entre los puntos muestreados al punto a interpolar. Kriging es el método más representativo de este tipo de interpolaciones (Webster & Oliver 2007).

#### 2.3.1. Interpolador Kriging

Este método de interpolación define la altitud como una variable regionalizada, suponiendo que funciones de correlación espacial pueden explicar en su totalidad o parcialmente la variación espacial de esta, que es la variable estimada a representar a través de funciones homogéneas que se deducen de toda el área de análisis los valores próximos de  $Z$  (Cárdenas 2014). Estas funciones homogéneas son derivadas teniendo en cuenta la distancia que existe entre los datos medidos a través de la semivarianza, analizando así la correlación espacial entre ellos en función de  $d$  y estimando una media ponderada (Deutsch 2002):

$$\hat{Z}_{x,y} = \sum_{i=1}^k \lambda_i f(x_i, y_i) \quad (11)$$

Donde un conjunto de  $k$  datos se sitúan en torno del punto interpolado, y  $\lambda$  representa los pesos asignados a cada uno de ellos. La ventaja del método, es el criterio de asignar a cada dato su valor ponderado junto a la asignación de un valor de error a cada punto interpolado, permitiendo aplicar criterios estadísticos de forma amplia dada una buena definición del área de análisis (Ramírez 2010).

### 2.3.2. Simulación Gaussiana Secuencial

La simulación estocástica es una de las maneras de generar múltiples modelos equiprobables de la variable en estudio, en vez de estimar solamente el promedio de dicha variable. A diferencia de la interpolación, la simulación estocástica agrega algo de ruido para eliminar el efecto de suavizado del método Kriging, lo cual mejora proporcionalmente la representación de la variabilidad natural del atributo observado y proporciona una herramienta para cuantificar la incertidumbre entre el modelo encontrado y la realidad (Amezcuca & Van Leeuwen 2014).

Una de las dos formas más utilizadas de simulación para aplicaciones de modelado es la Simulación Gaussiana Secuencial – SGS para variables continuas. Este método es simple, flexible y eficiente (Ramírez 2010). La idea de la SGS, se basa en la selección de una desviación aleatoria de la distribución normal, el cual es elegido de acuerdo a un número aleatorio uniforme que representa el nivel de probabilidad (Amezcuca & Van Leeuwen 2014). El componente matemático y estadístico de la SGS, se basa en el estimador Kriging (ecuación 11) y al sistema del Kriging simple (Deutsch 2002):

$$\sum_{i=j}^n \lambda_i C(u_\alpha - u_i) = C(u - u_\alpha), \quad u_\alpha = 1, 2, 3, \dots, n \quad (12)$$

La covarianza entre la estimación krigeada y uno de los valores de los datos se puede escribir como (Deutsch 2002):

$$\begin{aligned} Cov\{Z^*(u), Z(u_\alpha)\} &= E\{Z^*(u), Z(u_\alpha)\} \\ &= E\left\{\left[\sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot Z(u_i)\right] \cdot Z(u_\alpha)\right\} \\ &= \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot E\{Z(u_i), Z(u_\alpha)\} \\ &= \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot C(u_\alpha - u_i) \\ &= C(u - u_\alpha) \end{aligned} \quad (13)$$

Las ecuaciones del método Kriging fuerzan la covarianza entre los valores de los datos y la estimación Kriging, la cual es correcta. Aun así, la varianza es muy pequeña, y la covarianza entre el krigeado estimado es incorrecta. La covarianza entre el valor simulado y todos los

demás valores es correcta, es decir  $Cov\{Z_S(u), Z(u_\alpha)\} = Cov\{Z^*(u), Z(u_\alpha)\} = C\{u, u_\alpha\}$  (Deutsch 2002).

### 2.3.3. Inverso de la Distancia Ponderada – IDW

El método Inverso de la Distancia Ponderada (IDW por sus siglas en inglés), se fundamenta en asignar pesos a los datos muestreados que van a ser interpolados para determinar el dato central, en función inversa de la distancia que los separa (Álvarez et al. 2011). La fórmula general es:

$$\hat{Z}_j = \sum_{i=1}^n k_{ij} \cdot z_i \quad (14)$$

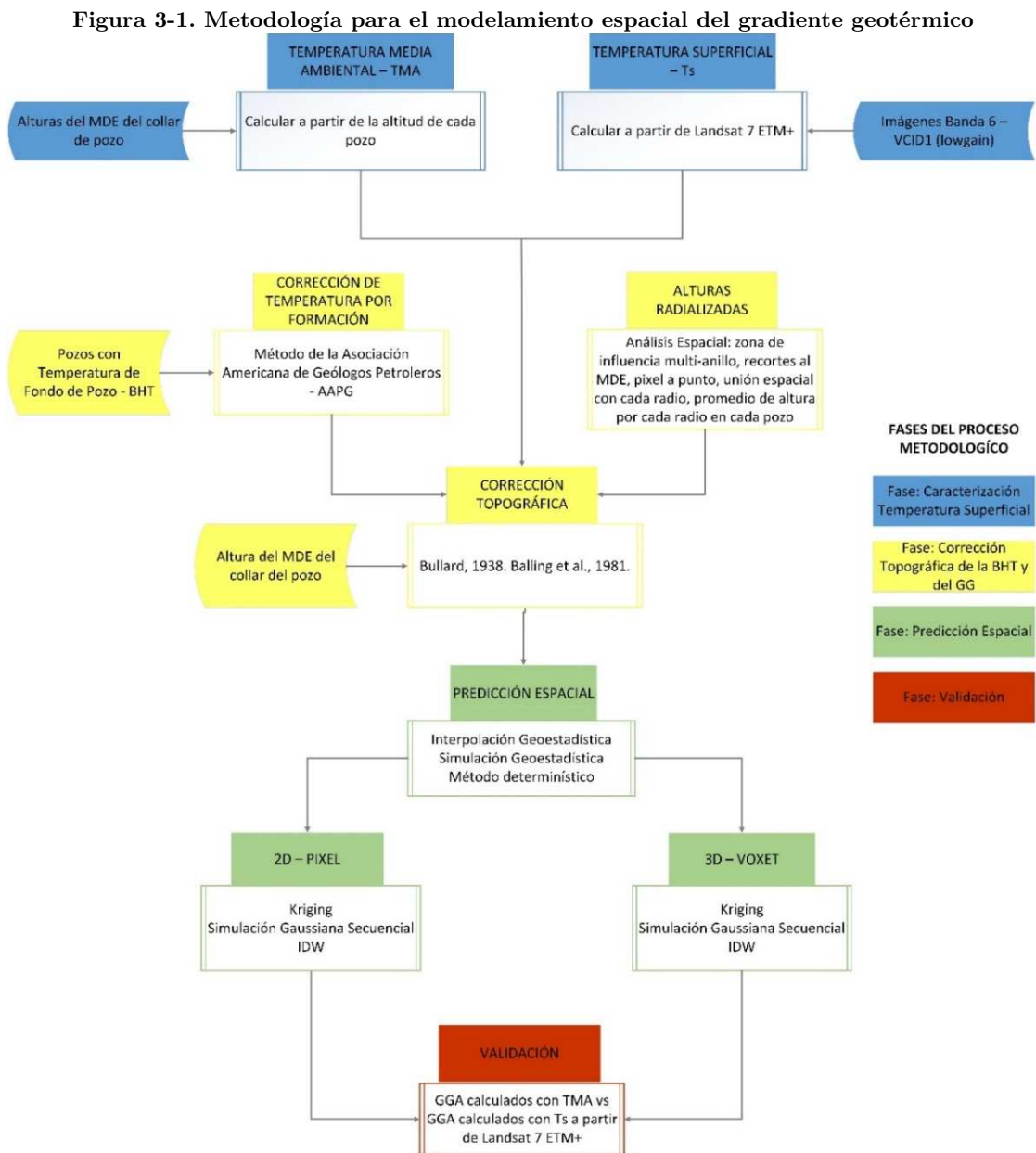
Donde  $\hat{Z}_j$  es el valor estimado para el punto  $j$ ;  $n$  el número de puntos necesarios para la interpolación;  $z_i$  el valor en el punto  $i$ -ésimo y  $k_{ij}$  el peso asociado al dato  $i$  en el cálculo del nodo  $j$ . Los pesos  $k$  varían entre 0 y 1 para cada dato y la suma total de ellos es la unidad (Haining 2004). La función de proporcionalidad entre el peso y la distancia, la fórmula general queda de la siguiente forma:

$$\hat{Z}_j = \frac{\sum_i \frac{z_i}{d_{ij}^\beta}}{\sum_i \frac{1}{d_{ij}^\beta}} \quad (15)$$

Donde  $k_{ij} = \frac{1}{d_{ij}^\beta}$  y  $\beta$  es un exponente de ponderación que controla la forma en la que el peso asignado al dato disminuye con la distancia, es decir que si el exponente o potencia va disminuyendo los pesos asignados son más semejantes, a diferencia que si la potencia aumenta la diferencia en los pesos será mayor (Fortin & Dale 2005). Debido a la ponderación que se le realiza a la media, esta medida de tendencia central se encuentra dentro del rango de variación de los datos, haciendo necesaria la confiabilidad de los datos originales y la inferencia de datos de referencia secundarios (Álvarez et al. 2011). Lo anterior permite la generación de forma simple y rápida de modelos digitales de la variable a interpolar, determinando con mayor exactitud la representación geoespacial de sus atributos por medio de un método determinístico local (Hengl 2009).

### 3. Metodología

Los resultados alcanzados de la investigación, incluyen: diseño, desarrollo, implementación y validación de la metodología para determinar el modelo espacial del gradiente geotérmico. Esta metodología se enmarca en la descripción de la zona de estudio, donde se procesan los materiales incluidos en la implementación de los métodos integrados entre la geotermia y geomática. En la **Figura 3-1**, por medio de un diagrama de bloques, se esquematiza el flujo de la metodología para la generación del modelo espacial.



Fuente: elaboración propia

En la estimación del gradiente geotérmico corregido por el efecto de la topografía, actualmente no existen metodologías que se puedan implementar con datos específicos de temperatura del subsuelo (Morgan 2016) y menos con un acercamiento espacial regional, teniendo en cuenta que las variaciones de la topografía no son solamente laterales sino también con una afectación tridimensional representada en grillas densificadas con pozos que contienen las temperaturas del subsuelo (Batir et al. 2013). La metodología presentada, desarrollada en cuatro fases, asimismo contempla uno de los interrogantes espaciales en el modelamiento del gradiente geotérmico corregido topográficamente: el estudio, evaluación y representación del gradiente geotérmico corregido en sectores ampliamente regionales con diferencias altitudinales fuertemente marcadas como lo son las cuencas sedimentarias del país con potencial geotérmico.

*Fase caracterización de la Temperatura Superficial del Suelo.* Esta fase contempla la técnica convencional utilizada (Temperatura Media Ambiental) y un acercamiento presentado desde la geomática (Temperatura a partir de sensores con Infrarrojo Térmico).

*Fase Corrección Topográfica de la BHT.* Para la estimación de la corrección topográfica del gradiente geotérmico, se tienen en cuenta la BHT y los valores promedios de las alturas circundantes a los radios planteados a los pozos. Esta extracción de los valores promedios se realizó por medio de un modelo de análisis espacial, que cuenta con el MDE como insumo principal.

*Fase de Predicción Espacial.* La representación 2D y 3D del modelo espacial de gradientes geotérmicos, se abordó desde los enfoques determinístico, probabilístico y de simulación en la predicción espacial.

*Fase de Validación.* La evaluación de los resultados logrados desde el enfoque de la geomática, se validó como metodología alterna (sensores remotos) con los resultados obtenidos a través de la metodología convencional.

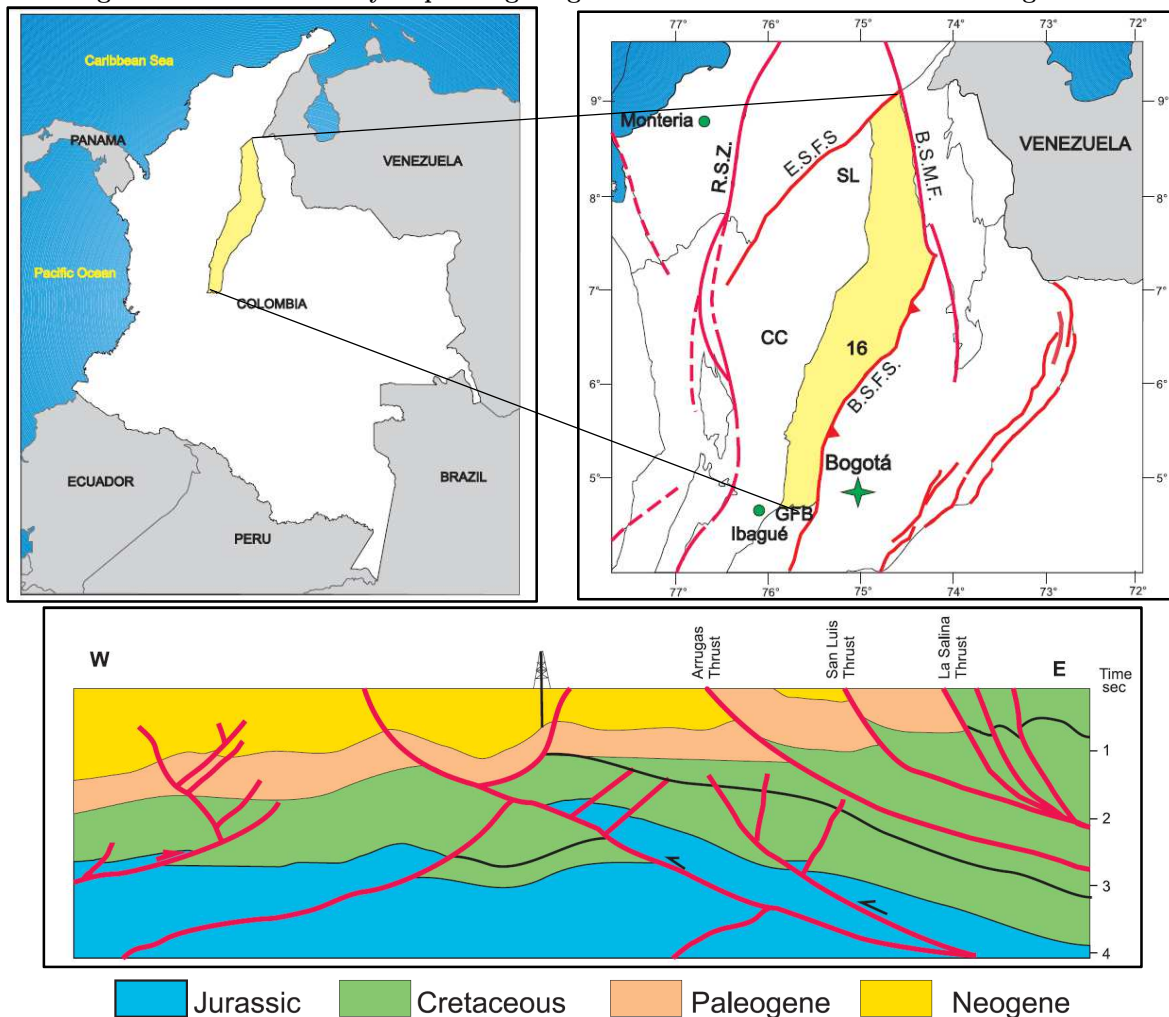
### **3.1. Zona de Estudio y Geología Regional**

En la caracterización de la zona de estudio, se presenta tanto la localización geográfica como un contexto geológico regional. La zona de estudio corresponde a las cuencas sedimentarias del Valle Medio del Magdalena – VMM, Cordillera Oriental - CO y Llanos Orientales – LLOR, ubicadas en la parte centro y oriental del territorio colombiano.

### 3.1.1. Cuenca sedimentaria del Valle Medio del Magdalena

La cuenca sedimentaria del Valle Medio del Magdalena – VMM, se localiza entre las Cordilleras Central y Oriental, limitando al norte con el sistema de Fallas Espíritu Santo, al sur con el Cinturón Plegado de Girardot, al oeste con el traslape de sedimentos del Neógeno sobre la Serranía de San Lucas y el basamento de la Cordillera Oriental, al noreste con el sistema de fallas Bucaramanga – Santa Marta y al sureste con el sistema de fallas de Bituima y La Salina (Barrero et al. 2007). En la **Figura 3-2**, se observa la localización de la cuenca del VMM a nivel nacional y un esquema de la geología en sentido este – oeste.

Figura 3-2. Localización y esquema geológico de la cuenca Valle Medio del Magdalena

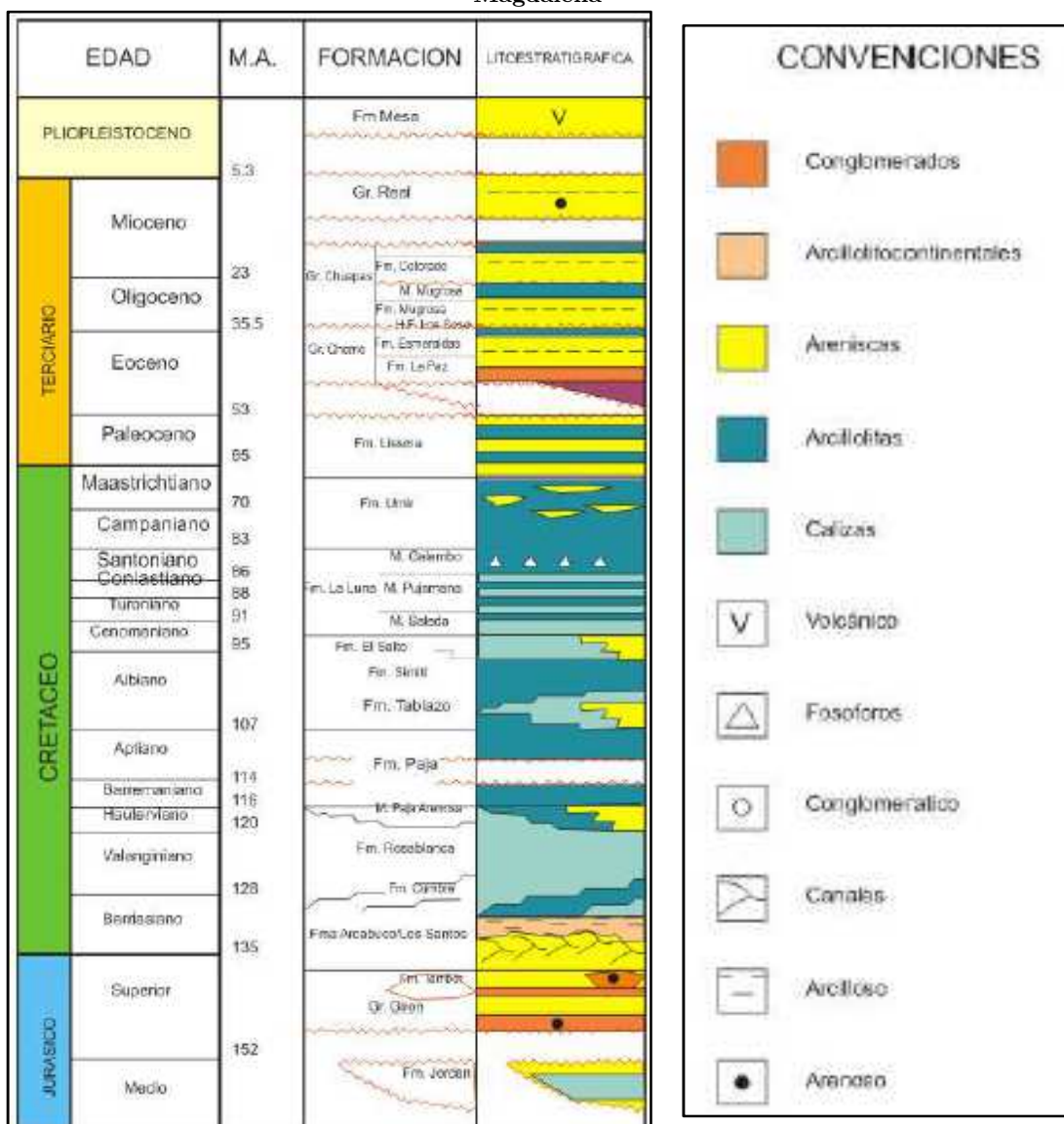


Fuente: (Barrero et al. 2007)

Esta cuenca cubre un área de 28.300 km<sup>2</sup>, con altitudes entre los 50 msnm y 2320 msnm (Mojica & Franco 1990). Desde el componente geológico, corresponde a una cuenca intracordillerana basculada hacia el oriente, con tendencia homoclinal, perturbada por

pliegues y fallas, con espesores promedios de 8500 m para los sedimentos (Pérez & Valencia, 1977 en Mojica & Franco, 1990). La geología estructural de la cuenca del VMM, constituye una depresión tectónica asimétrica con dos márgenes diferentes. Al occidente se tiene un borde pasivo, cimentado sobre materiales de la Cordillera Central, y se caracteriza por una geometría monoclinnal con truncaciones de las formaciones cretácicas (Taborda, 1965 en Mojica & Franco, 1990). Hacia la Cordillera Oriental la deformación se incrementa de manera continua y pasa a un complicado margen compresional (Martínez et al., 1989 en Mojica & Franco, 1990).

**Figura 3-3. Esquema de la columna estratigráfica generalizada para la cuenca Valle Medio del Magdalena**



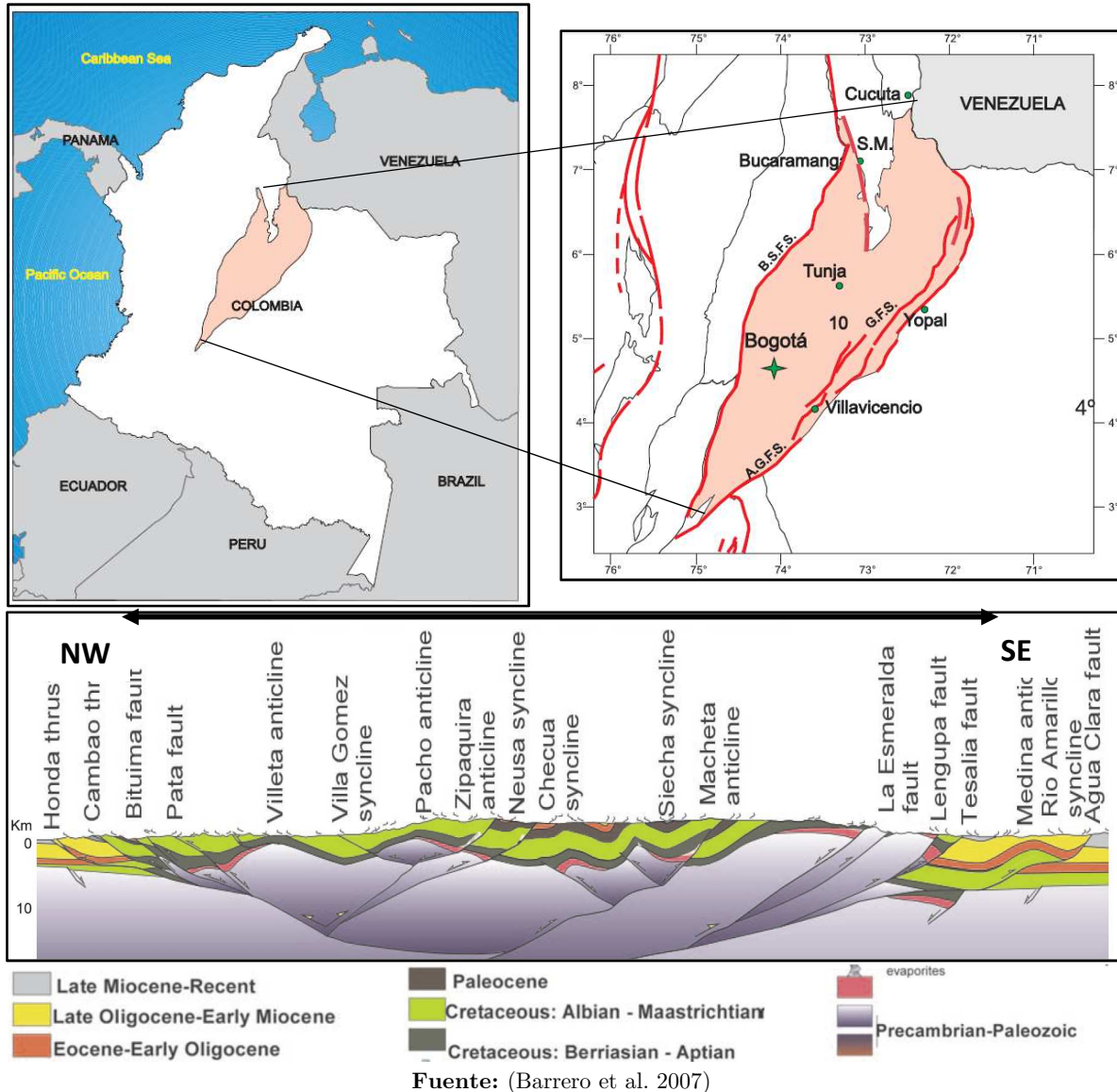
Fuente: (García González et al. 2009)

En la **Figura 3-3**, como complemento al componente geológico, se presenta la columna estratigráfica esquemática de la cuenca, la cual muestra las formaciones geológicas presentes con las litologías que abarcan el área a modelar.

### 3.1.2. Cuenca sedimentaria de la Cordillera Oriental

La cuenca sedimentaria de la Cordillera Oriental – CO, geográficamente se enmarca entre las Cordillera Central (oeste), el Piedemonte Llanero, la cuenca sedimentaria de los llanos Orientales (este) y la cuenca sedimentaria del Catatumbo (norte). En la **Figura 3-4**, se observa la ubicación geográfica y el esquema geológico y estructural de la de la cuenca sedimentaria de la CO.

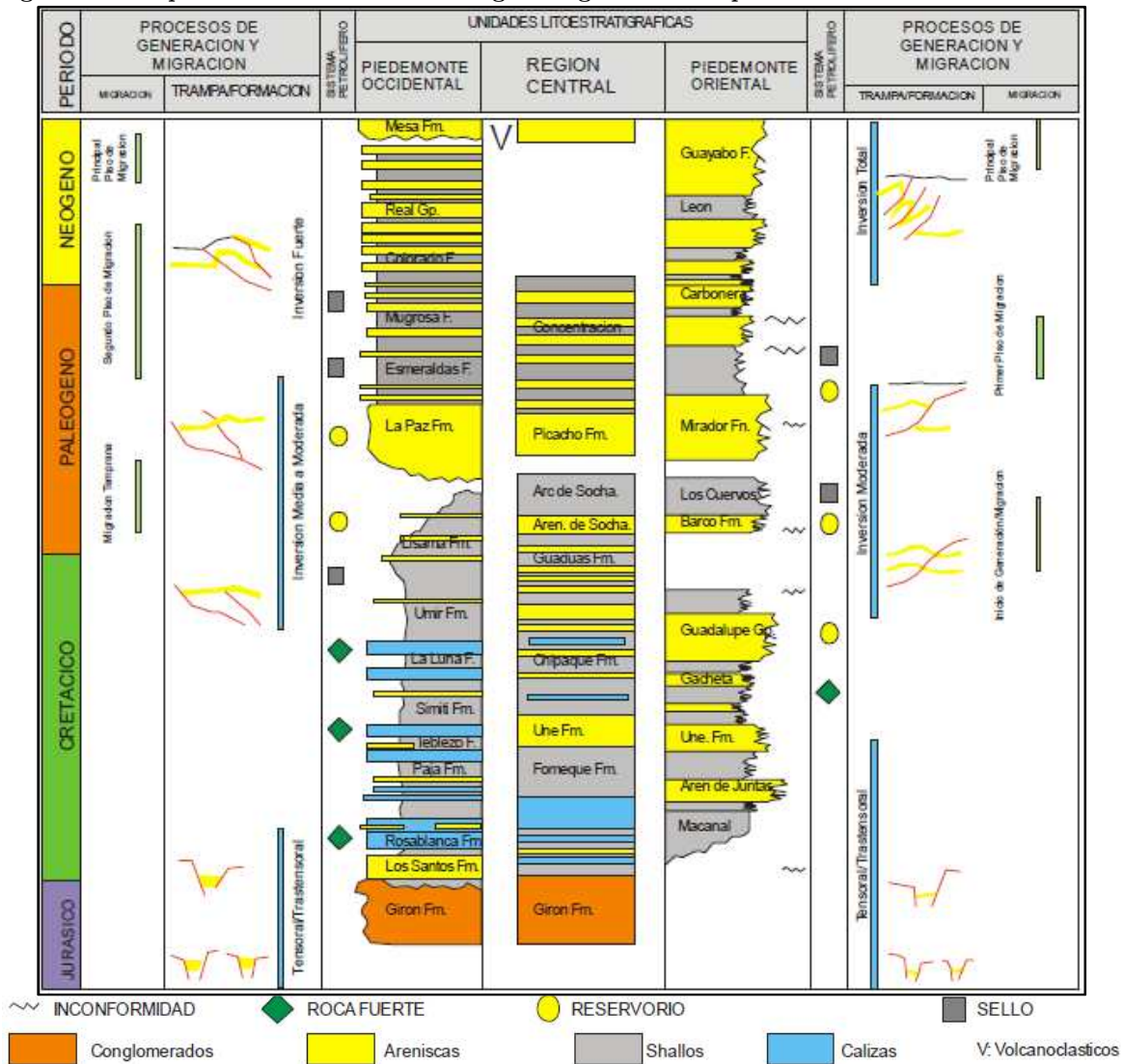
Figura 3-4. Localización y esquema geológico de la cuenca Cordillera Oriental





Los límites geológicos y estructurales corresponden al este y oeste se definen mediante sistemas de fallas en escalón que empujan las cuencas adyacentes. El límite oriental es conocido como el sistema de empuje frontal de la Cordillera Oriental y el límite occidental corresponde a los sistemas de Fallas Bituima y La Salina (Caballero et al. 2010). El límite sureste es el sistema dextral falla de desgarre Algeciras-Garzón, y el límite norte de las rocas ígneas y metamórficas del macizo de Santander (Caballero et al. 2010). En la parte oriental de la cuenca colinda con el conocido Piedemonte Llanero (Kellogg et al. 2005).

Figura 3-5. Esquema de la columna estratigráfica generalizada para la cuenca Cordillera Oriental



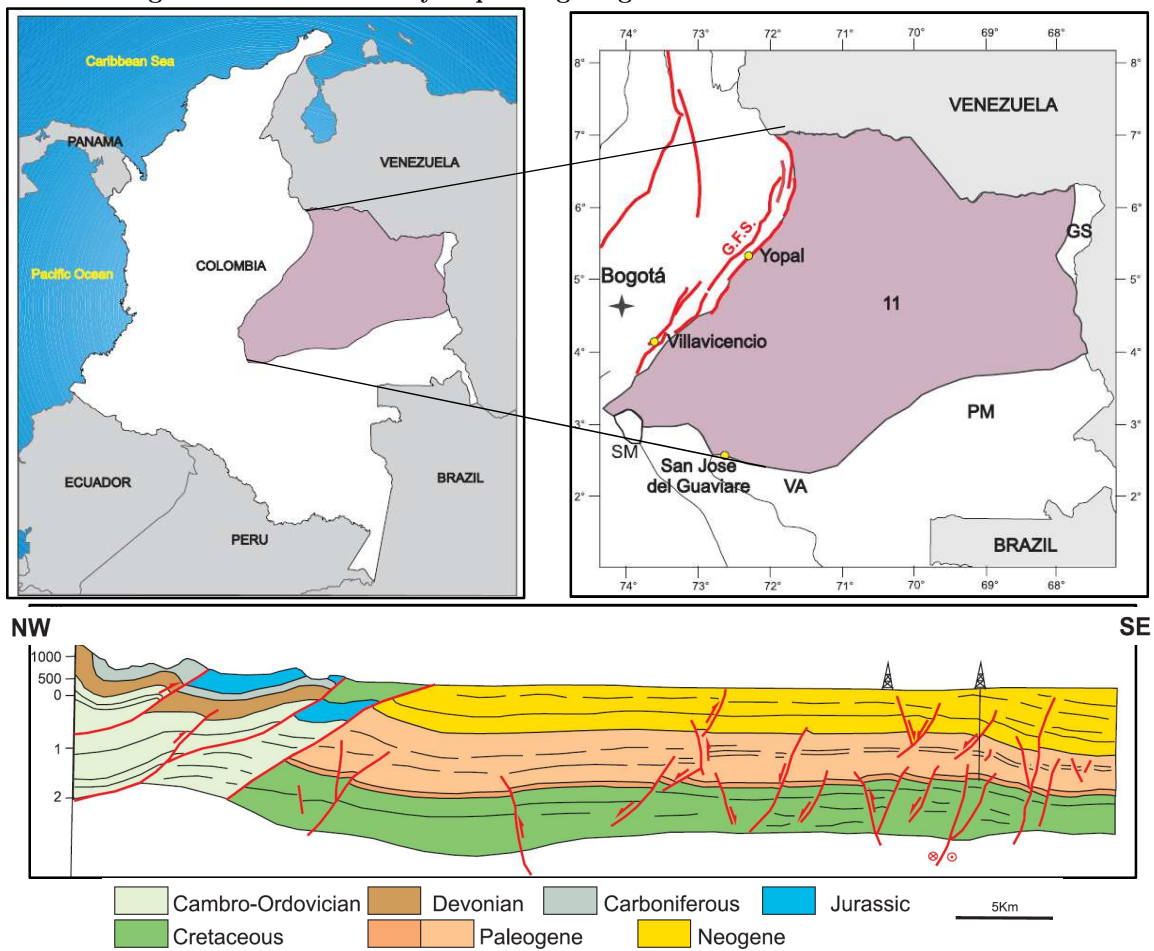
La descripción de la geología regional de la cuenca sedimentaria de la Cordillera Oriental, está compuesta por rocas formadas en un sistema Triásico Tardío, resultante de una brecha

invertida proveniente de la desintegración de Pangea, cargando y conteniendo sedimentos continentales del Cenozoico marino y Mesozoico (Caballero et al. 2010). En el Paleógeno se presentó una deformación transpresional dextral, provocando fallas y plegamientos (Kellogg et al. 2005). En la **Figura 3-5** se muestra el esquema estratigráfico de la columna presente en la cuenca, donde se observan los conglomerados, areniscas, shales y calizas encontradas (García González et al. 2009).

### 3.1.3. Cuenca sedimentaria de los Llanos Orientales

Esta cuenca sedimentaria cubre un área aproximada en el territorio colombiano de 200.000 km<sup>2</sup> y está limitada al occidente por el piedemonte de la Cordillera Oriental, al norte por la Cordillera de Mérida (ramificación noreste de la CO), al oriente por el escudo Precámbrico de Guyana y al sur por las cuencas Amazonas y Caguan-Putumayo (Bachu et al. 1995). La localización geográfica y el esquema geológico de la cuenca sedimentaria, se presentan en la figura **Figura 3-6**.

**Figura 3-6. Localización y esquema geológico de la cuenca Llanos Orientales**



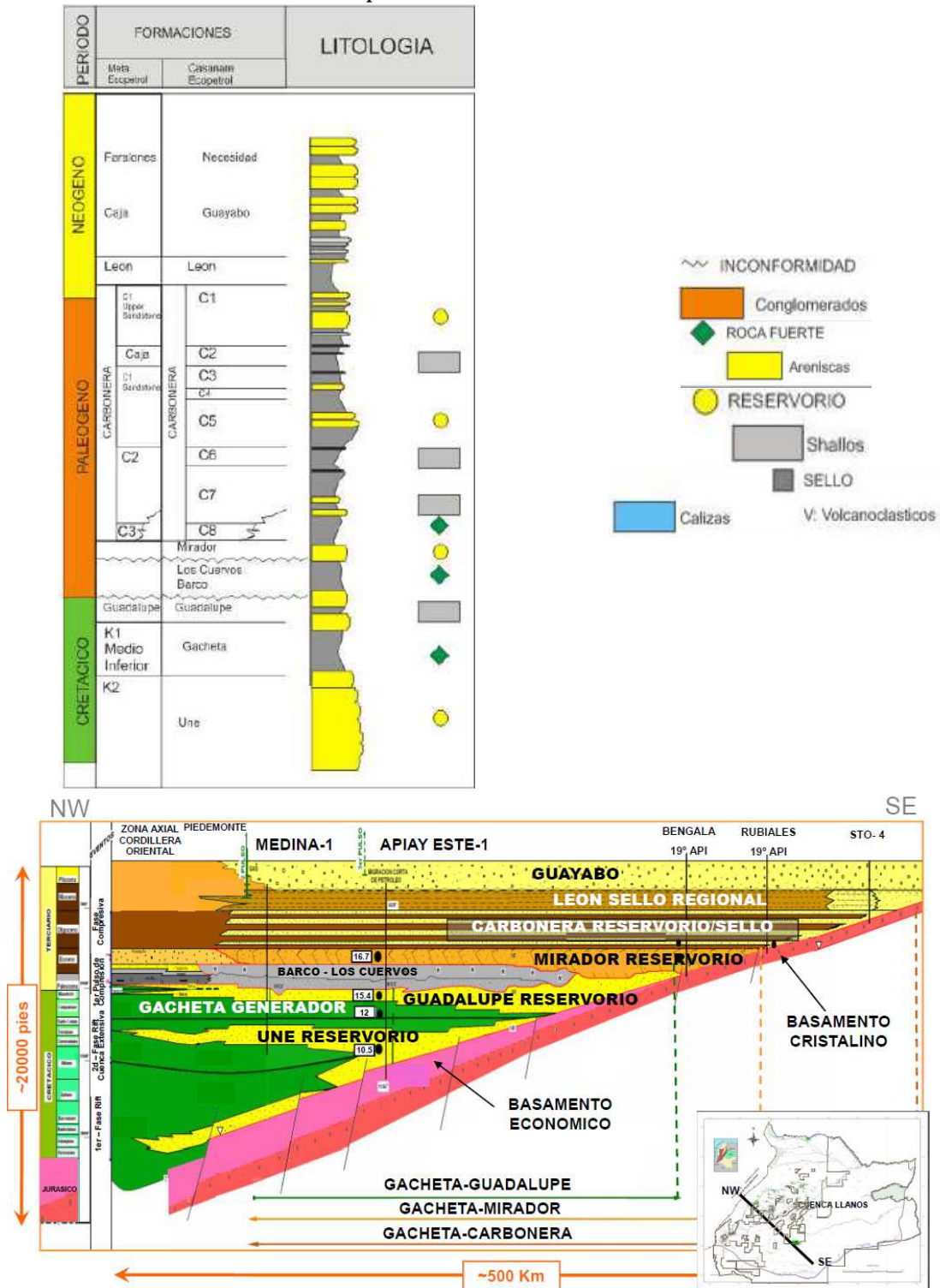
Fuente: (Barrero et al. 2007)

La cuenca sedimentaria de los Llanos Orientales - LLOR se sitúa en el norte de la cordillera de los Andes, al final de una serie de cuencas sub-andinas que se extienden generalmente al lado oriental, desde el sur de Argentina hasta el norte Venezuela (Bayona et al. 2008). Geográficamente, la cuenca sedimentaria de los LLOR está limitada al norte por la frontera con Venezuela e incluye los departamentos de Arauca (al norte), Casanare (centro norte), Meta (sur occidente) y Vichada al oriente (Barrero et al. 2007). Las bajas llanuras de la región varían en altitud desde los 90 msnm en el oriente hasta los 300 msnm metros en el occidente y están drenadas por numerosas corrientes que alimentan principalmente a los ríos Meta y Arauca, ambos afluentes del Río Orinoco en la frontera con Venezuela (Dueñas Jiménez & van der Hammen 2007). En el marco geotectónico, la cuenca de los LLOR es una cuenca sub-andina antepaís, situada entre el Escudo Precámbrico de Guyana al este y la Cordillera Oriental al oeste (Cooper et al. 1995). La esquina noroccidental de Sur América, ha sufrido diferentes eventos geológicos que han controlado la distribución, génesis, relleno y límites estructurales de las cuencas sedimentarias en esta región (Bachu et al. 1995). La cuenca de los Llanos Orientales pertenece al Dominio Tectónico Oriental de Colombia, el cual está limitado al oeste por el piedemonte de la Cordillera Oriental (Barrero et al. 2007). Este dominio consiste de un basamento Precámbrico y Paleozoico (Escudo de Guyana), con una cubierta sedimentaria Paleozoica-Cenozoica que ha sufrido deformación leve (Barrero et al. 2007).

La cuenca sedimentaria se compone principalmente de una secuencia de sedimentos siliciclásticos de edad paleozoica a la más reciente, depositados en un marco tectónico inusual sobre el basamento cristalino del escudo de Guyana (Cooper et al. 1995). El escudo de Guayana consiste de un remanente muy antiguo (más de 2700 millones de años) de terrenos metamórficos de alto grado que fueron removilizados en un evento termal de gran escala, hace aproximadamente 2000 millones de años (Bachu et al. 1995).

Posteriormente estos fueron cubiertos por rocas sedimentarias, que hace 1000 a 1600 millones de años sufrieron metamorfismo intenso (Orogenia Grenviliana), las cuales a su vez fueron intruidas por rocas ígneas ácidas, durante el Episodio Orinoco, hace aproximadamente 1300 Ma (Barrero et al. 2007). En el basamento en la mayor parte de la cuenca sedimentaria de los LLOR corresponde a rocas sedimentarias metamorfoseadas del Neo-Proterozoico (Bachu et al. 1995). En la **Figura 3-7** se denota el esquema de la columna estratigráfica y una sección cruzada que contempla las formaciones en dirección noroccidente – suroriente, permitiendo caracterizar el basamento cristalino aflorante en superficie (García González et al. 2009).

Figura 3-7. Esquema de la columna estratigráfica generalizada y una sección cruzada con formaciones para la cuenca Llanos Orientales



### 3.2. Materiales

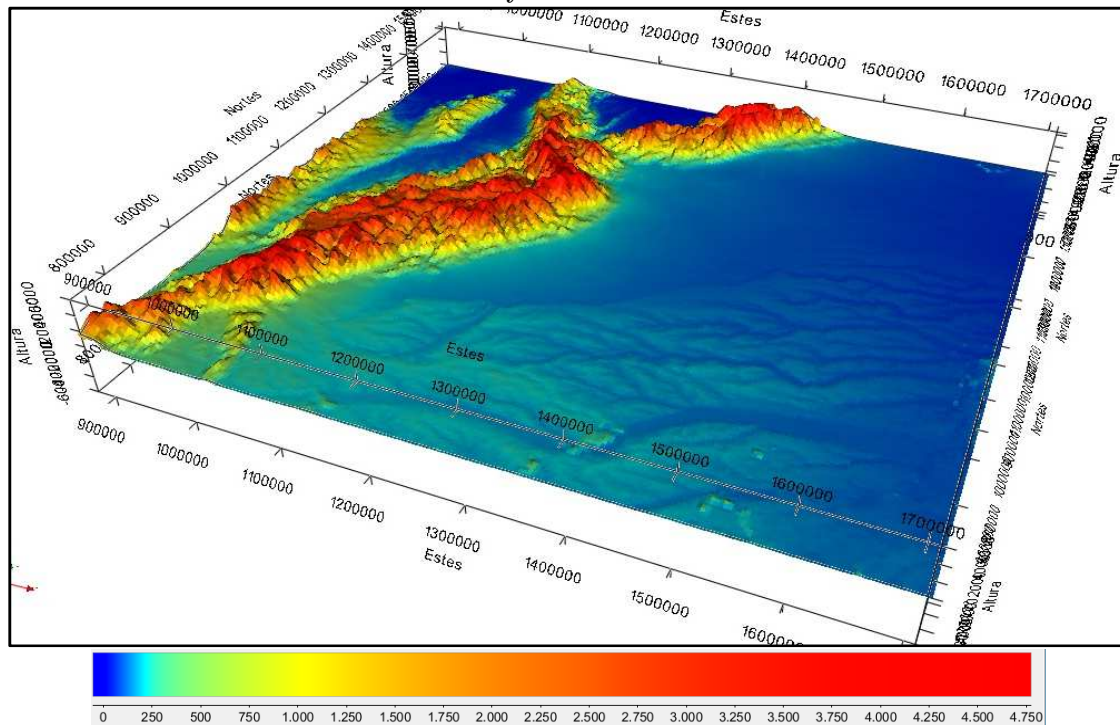
Los materiales corresponden al conjunto de datos utilizados en las distintas fases para la aplicación de la metodología, generar los modelos de temperatura superficial del suelo, elaborar el modelo de gradiente geotérmicos y la representación a través de métodos de predicción espacial del mismo.

#### 3.2.1. Modelos de Temperatura Superficial del Suelo

##### Correlación Altura Normal – Temperatura Media del Suelo

Para el cálculo de la temperatura media, a partir de las coordenadas de cada pozo perforado, se obtuvo la altura sobre el nivel del mar, a partir del Modelo Digital de Elevación – MDE con resolución espacial de 30 m (**Figura 3-8**), generado con el lanzamiento de la Misión de Topografía de Radar SRTM por sus siglas en ingles de la NASA (Farr et al. 2007).

**Figura 3-8.** Modelo 3D para las cuencas sedimentarias Valle Medio del Magdalena, Cordillera Oriental y Llanos Orientales

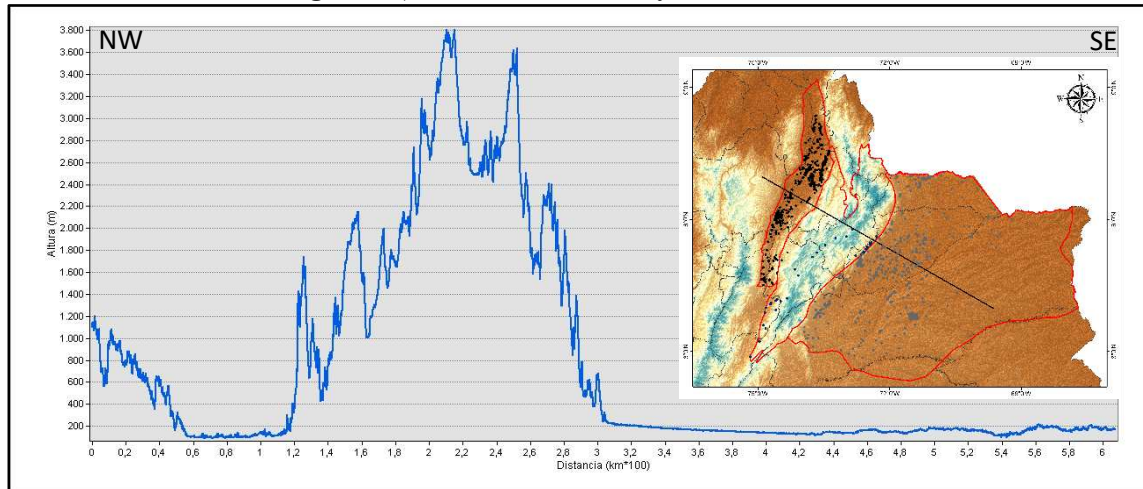


Fuente: Elaboración propia

Un perfil detallado de alturas muestra la correlación de las cuencas con la topografía presente en cada una de ellas (**Figura 3-9**). Se destaca la marcada topografía de la cuenca Cordillera Oriental, debido a la cadena montañosa del mismo nombre (alcanzando alturas de 3800

msnm), seguida por la cuenca Valle Medio del Magdalena con alturas superiores a los 1000 msnm y la cuenca Llanos Orientales con alturas no mayores a los 400 msnm.

**Figura 3-9. Perfil de cotas altitudinales para las cuencas sedimentarias Valle Medio del Magdalena, Cordillera Oriental y Llanos Orientales**



Fuente: Elaboración propia

**Calculo de la temperatura superficial a partir de imágenes Landsat 7 ETM+**

Como un insumo alternativo para la estimación de las temperaturas superficiales del suelo del área de estudio, se descargaron 21 escenas del sensor Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+), el cual es el instrumento principal del satélite Landsat 7 (NASA 2009). El criterio para utilizar Landsat 7 con el sensor ETM+, correspondió a que la fecha de toma de las imágenes, estuvieran lo más cercanas posible a las fechas de perforación de los pozos utilizados, siendo la aproximación más cercana en resolución espacial con la verdad terreno (Haselwimmer & Prakash 2013).

**Tabla 3-1. Escenas Landsat 7 ETM+ utilizadas para el cálculo de la temperatura superficial del suelo**

No. Imagen	Fecha de toma	No. Imagen	Fecha de toma
1	31-ene-2003	12	11-ene-2003
2	6-ene-2003	13	4-ene-2003
3	13-ene-2003	14	13-ene-2003
4	4-ene-2003	15	22-ene-2003
5	26-dic-2002	16	30-dic-2002
6	11-ene-2003	17	11-ene-2003
7	11-ene-2003	18	4-ene-2003
8	4-ene-2003	19	13-ene-2003
9	13-ene-2003	20	22-ene-2003
10	22-ene-2003	21	15-ene-2003
11	15-ene-2003		

Fuente: Elaboración propia

La banda utilizada para el cálculo de la temperatura superficial, correspondió a la banda 6 térmica VCID1, siendo la banda de baja ganancia (lowgain). El uso de esta banda se debe a que el área de cubrimiento es bastante amplia con superficies muy brillantes, proporcionando alta emisividad lo cual produce saturación en la imagen (Tardy et al. 2016). En la **Tabla 3-1**, se encuentran las fechas de toma de cada imagen utilizada. El nivel de procesamiento de las imágenes utilizadas corresponde al nivel L1G (imágenes radiométricamente corregidas, con correcciones geométricas y georreferenciadas en WGS84). En la **Figura 3-10**, se observa la localización de las 21 escenas Landsat 7 ETM+ utilizadas para el cálculo de la temperatura superficial del suelo a partir de sensores remotos.

**Figura 3-10.** Imágenes de la banda 6 térmica de baja ganancia (VCID1) Landsat 7 ETM+ para las cuencas sedimentarias de VMM, CO y LLOR



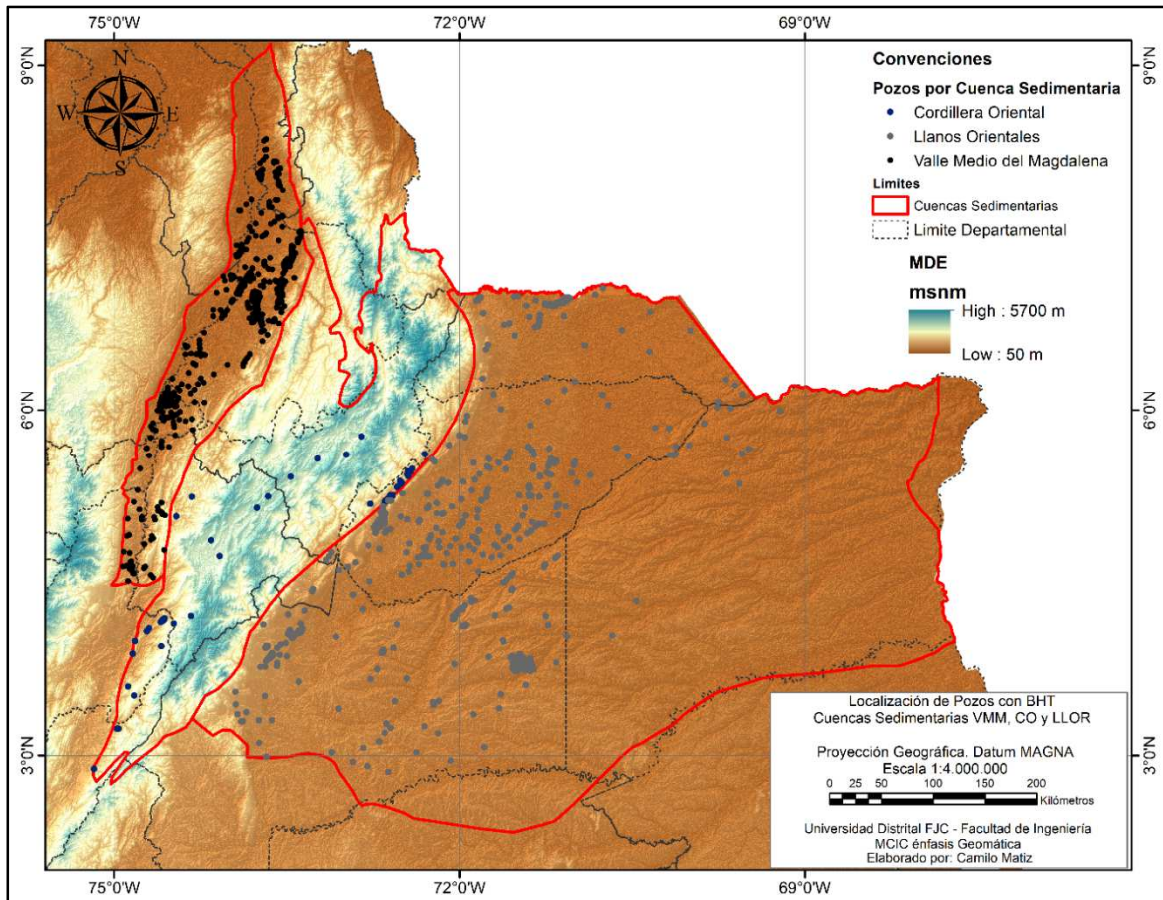
Fuente: Elaboración propia

Estas imágenes contienen correcciones geométricas y radiométricas realizadas con puntos de control terrestres o Ground Control Point – GCP e información de un MDE-SRTM, proyectando la imagen cartográficamente en el sistema de coordenadas Universal Transverse Mercator – UTM del elipsoide WGS84 (NASA 2009). Adicionalmente las escenas Landsat en este nivel de procesamiento, tienen una corrección topográfica por desplazamiento del terreno (nivel de procesamiento L1T) debido al relieve (NASA 2009).

### 3.2.2. Modelos de Gradiente Geotérmico

Para el cálculo del gradiente geotérmico aparente, se cuenta con la base de datos LogDB, con la cual se conformaron pares de datos de temperatura y profundidad de los 3303 pozos perforados (Alfaro et al. 2009). En la **Figura 3-11**, se observa la localización de los pozos con temperaturas ubicados en las tres cuencas sedimentarias objeto de estudio.

**Figura 3-11.** Distribución espacial de los pozos con BHT, localizados en las tres cuencas sedimentarias



Fuente: Elaboración propia

La base de datos LogDB se encuentra en el Servicio de Información de Exploración y Producción – EPIS por sus siglas en inglés, sistema que pertenece al Banco de Información Petrolera – BIP, cuyo custodio fue la Agencia Nacional de Hidrocarburos – ANH hasta el año 2011 (Alfaro et al. 2009) y actualmente es administrado por el SGC. En la estimación de los coeficientes para aplicar la corrección topográfica al gradiente geotérmico, se utilizó el MDE de la SRTM con resolución de 30 m el cual se muestra en la **Figura 3-8** (Farr et al. 2007).



### 3.2.3. Modelos de Predicción Espacial

Con los datos de gradiente geotérmico corregidos topográficamente, se generaron las interpolaciones de predicción espacial. En la **Tabla 3-2**, se observan las estadísticas de los rangos de gradiente geotérmico observado, profundidades de fondo de pozo y de las distancias (en kilómetros) de los pozos de BHT ubicados en las tres cuencas sedimentarias objeto de estudio. Aunque se denota una diferencia con la localización de los pozos, con una distancia mínima de 0.001 km y máxima de 746.29 km entre pozos, suponiendo esto una dificultad en la elaboración de los modelos de predicción espacial, se hace la consideración sobre las características técnicas y económicas que supone la realización de una perforación de BHT para su posterior predicción espacial.

**Tabla 3-2. Distribución de los pozos con el cálculo del gradiente geotérmico observado por cuenca sedimentaria y rangos de profundidad**

Cuenca sedimentaria	No. de Pozos	Rango Gradiente Geotérmico Observado	Rango de profundidades	Distancia Promedio entre pozos	Distancia Mínima entre pozos	Distancia Máxima entre pozos
Valle Medio del Magdalena	2330	3.41°C/km – 63.19°C/km	500 m – 4816 m	208.82 km	0.001 km	599.76 km
Cordillera Oriental	112	11.03°C/km – 69.83°C/km	568 m – 5823 m	119.37 km	0.00449 km	439.46 km
Llanos Orientales	861	5.007°C/km – 57.61°C/km	515 m – 6273 m	76.726 km	0.00011 km	445.69 km
Total	3303	3.41°C/km – 69.83°C/km	500 m – 6273 m	197.32 km	0.001 km	746.29 km

Fuente: Elaboración propia

### 3.3. Métodos

Los métodos hacen referencia a las técnicas utilizadas para alcanzar los modelos de temperatura superficial del suelo, el modelo de gradiente geotérmico y su representación espacial como resultados de la investigación.

#### 3.3.1. Modelos de Temperatura Superficial del Suelo

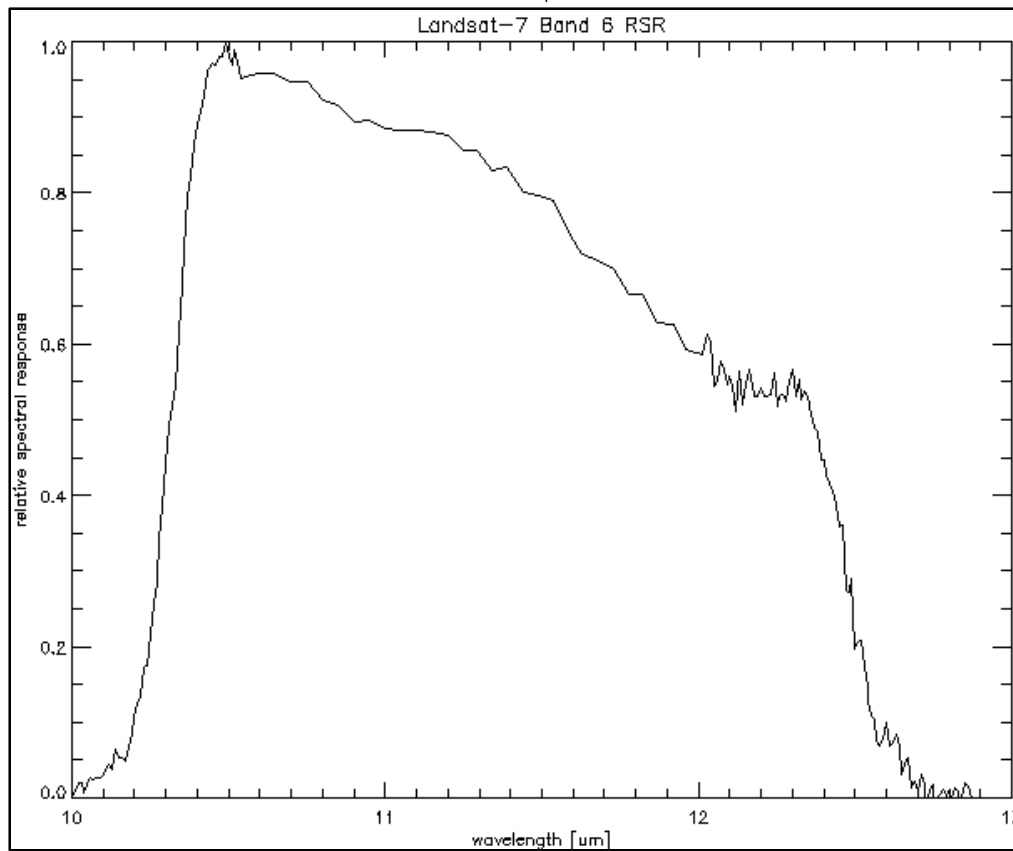
##### Correlación Altura Ortométrica – Temperatura Media del Suelo

Para el cálculo de la temperatura superficial mediante la metodología convencional, se utilizó la altura media sobre el nivel del mar  $h$  (altura ortométrica) y la tipificación de una recta de regresión por mínimos cuadrados aplicada a estaciones meteorológicas con series de tiempo (Eslava 1992), como se denota en la ecuación 16.

$$Ts = 28.1 - 0.00553 * h \tag{16}$$

Para llevar a cabo la aplicación de esta correlación, se georreferenciaron los 3303 pozos con BHT de la LogDB (en el sistema de coordenadas proyectadas MAGNA con origen cartográfico Bogotá – MAGNA Colombia Bogotá, código EPSG 3116), y se extrajo el valor de la altura normal del MDE de la SRTM de la NASA (Farr et al. 2007).

**Figura 3-12. Curva de respuesta espectral para la banda térmica de Landsat 7 ETM+**



Fuente: (Barsi et al. 2005).

### Calculo de la temperatura superficial a partir de imágenes Landsat 7 ETM+

Para el cálculo de la temperatura superficial mediante el Procesamiento Digital de Imágenes – PDI de satélite, se utilizaron tres técnicas que transforman el nivel digital del pixel a valores de grados Celsius. Las técnicas integran la conversión de los niveles digitales de la imagen a valores de radiancia espectral, aplicación de la corrección atmosférica y la transformación de los valores de radiancia a grados Celsius (Bonneau 2010). La mayor consideración que se tiene para utilizar el sensor ETM+, es la curva de respuesta espectral para la banda térmica de baja ganancia de Landsat 7 ETM+ (**Figura 3-12**).

Ajuste de la Radiancia Espectral: El primer método utilizado, corresponde al Ajuste de la Radiancia Espectral (Bonneau 2010). Esta forma permite convertir los niveles digitales del pixel de la imagen a valores de radiancia espectral, teniendo en cuenta los factores de ajuste de la radiancia que son propios de la calibración de cada imagen (Bonneau 2010). Para aplicar el ajuste a nivel espectral de la radiancia, se utilizó la siguiente ecuación (NASA 2009):

$$ND_{Rad} = \left( \frac{Lmax_{\lambda} - Lmin_{\lambda}}{QCal_{max} - QCal_{min}} \right) * (QCal - QCal_{min}) + Lmin_{\lambda} \quad (17)$$

Donde:

- $ND_{Rad}$  es el valor del nivel digital del pixel como radiancia espectral
- $QCal$  es el valor del nivel digital en la imagen
- $QCal_{min}$  es el valor mínimo de calibración cuantificado en la banda térmica (varía entre 1 y 255)
- $QCal_{max}$  es el valor máximo de calibración cuantificado en la banda térmica (varía entre 1 y 255)
- $\lambda$  es la longitud de onda de del parámetro en la banda térmica
- $Lmin_{\lambda}$  es el valor mínimo de la radiancia espectral en la banda térmica de  $QCal_{min}$
- $Lmax_{\lambda}$  es el valor máximo de la radiancia espectral en la banda térmica de  $QCal_{max}$

Corrección Atmosférica: Esta corrección se aplicó a las imágenes Landsat ETM+ conjuntamente con valores meteorológicos de cada escena. Los datos utilizados corresponden a los provistos por la Calculadora de Parámetros de Corrección Atmosférica para Bandas Térmicas de Landsat (Barsi et al. 2003), los cuales se basan en la posición geográfica de la escena, la fecha de toma y en perfiles multi-temporales (dos tiempos circundantes: antes y después del medio día) de altitud (km), presión (mb), temperatura (°C) y humedad relativa (%) (Barsi et al. 2005). Los parámetros que se obtienen para aplicar la corrección atmosférica a las imágenes son la transmitancia  $\tau$ , el valor mínimo que alcanza la radiancia (descendente)  $L \downarrow$  y el valor máximo (ascendente) que consigue la radiancia  $L \uparrow$ . En la **Tabla 3-3**, se observan los valores de la transmitancia y los valores máximos y mínimos de radiancia para cada una de las imágenes utilizadas.

**Tabla 3-3. Valores de transmitancia y valores máximos y mínimos de radiancia para cada escena Landsat 7 ETM+**

No. Imagen	$\tau$ es la transmitancia	$L \uparrow$ valor máximo de la radiancia	$L \downarrow$ valor mínimo de la radiancia
1	0.59	3.24	4.88
2	0.47	4.18	6.05
3	0.44	4.36	6.22
4	0.77	1.6	2.59
5	0.74	1.79	2.84
6	0.73	2	3.18
7	0.86	0.9	1.5
8	0.73	1.9	3.02
9	0.49	3.95	5.75
10	0.62	2.95	4.51
11	0.5	3.91	5.73
12	0.78	1.53	2.46
13	0.62	2.87	4.45
14	0.5	3.94	5.74
15	0.6	3.1	4.72
16	0.45	4.22	6.14
17	0.61	2.75	4.17
18	0.5	3.79	5.61
19	0.46	4.18	6.02
20	0.6	3.12	4.73
21	0.41	4.61	6.6

Fuente: Elaboración propia

Con los valores anteriores, se puede aplicar la función de Planck a los objetos con radiancia espectral (Coll et al. 2010):

$$ND_{CT_{Rad}} = \frac{ND_{Rad} - L \uparrow}{\varepsilon * \tau} - \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} L \downarrow \quad (18)$$

Donde:

- $ND_{CT_{Rad}}$  es el valor del nivel digital del pixel corregido atmosféricamente como radiancia espectral
- $ND_{Rad}$  es el valor del nivel digital del pixel como radiancia espectral
- $L \uparrow$  es el valor máximo (ascendente) de la radiancia
- $L \downarrow$  es el valor mínimo (descendente) de la radiancia
- $\tau$  es la transmitancia
- $\varepsilon$  es la emisividad (aproximadamente 0.95)

Conversión de la Radiancia Espectral a °C: una vez se ha corregido la radiancia atmosféricamente, se convierten a los valores de temperatura en grados Celsius (NASA 2009). La conversión de la banda térmica a datos de una variable física, como la temperatura efectiva a partir de satélites de observación del sistema Tierra-Atmósfera, se logra bajo una asunción de emisividad unitaria y con las constantes de calibración previas al lanzamiento de la plataforma y del sensor (NASA 2009). Para la conversión de los valores de temperatura, se utiliza la siguiente relación matemática:

$$T_{\circ C} = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{ND\_CT_{Rad}} + 1\right)} - 273.15^{\circ C} \quad (19)$$

Donde:

- $T_{\circ C}$  es la temperatura en grados Celsius
- $ND\_CT_{Rad}$  es el valor del nivel digital del pixel corregido atmosféricamente como radiancia espectral
- $K_2$  es la constante 2 de calibración en grados Kelvin
- $K_1$  es la constante 1 de calibración en watts ( $m^2 * ster * \mu m$ )

### 3.3.2. Modelos de Gradiente Geotérmico

#### Corrección de la Temperatura de Fondo de Pozo – BHT

La primera corrección realizada a la BHT, corresponde a la corrección de la AAPG (ecuación 5), la cual al ser un polinomio de tercer orden contiene los siguientes coeficientes para su cómputo:  $a = 1.818 \times 10^{-3}$ ;  $b = 8.46 \times 10^{-7}$ ;  $c = -5.091 \times 10^{-11}$ ;  $d = -1.681 \times 10^{-14}$ .

#### Estimación de la Corrección Topográfica para el Gradiente Geotérmico

La estimación de la corrección topográfica se encuentra dividida en dos estados de desarrollo. El primero consistió en la elaboración de un modelo de análisis espacial para la estimación de los promedios de alturas por radios circundantes. El segundo estado abarca la estimación de los coeficientes de la corrección topográfica para la temperatura de fondo de pozo.

Calculo de las alturas promedio de cada radio circundante por cada pozo con BHT: Tomando como base el componente teórico formulado por Bullard (1938), se desarrolló un modelo de análisis espacial para generar los promedios de alturas por cada radio circundante en cada pozo. Esta herramienta se desarrolló en el lenguaje de programación *Python*, utilizando principalmente el paquete *ArcPy* basado en el módulo *arcgisscripting*. A partir de la plantilla diseñada por Kappelmeyer & Haenel (1974) para la estimación de las alturas

promedio por radio circundante, se estableció un formato con siete (7) anillos circundantes, cada uno con un radio propuesto para una escala de trabajo 1:25.000. El máximo radio en una escala 1:25.000 alcanza los 2250 m, la cual es suficiente para determinar las variaciones lateral de la topografía desde el collar del pozo (Balling et al. 1981). En la **Tabla 3-4**, se denotan los círculos a representar y el valor del radio de cada círculo desde el collar del pozo.

**Tabla 3-4. Numero de círculos circundantes y radios desde el collar del pozo**

No. del Círculo	Radio
1	50 m
2	200 m
3	350 m
4	500 m
5	1000 m
6	1600 m
7	2250 m

Fuente: (Kappelmeyer & Haenel 1974)

Determinada la plantilla, se generaron los siete círculos circundantes para cada uno de los 3303 pozos con BHT. La elaboración de la plantilla se realizó con base en la posición horizontal de cada pozo, creando zonas de influencia a partir de los radios definidos. Con los anillos circundantes establecidos, se generaron los recortes al MDE para extraer la información puntual de las alturas que influyen en las variaciones laterales de altitud del pozo. Extrayendo las alturas por cada plantilla generada, se exportaron de un formato raster a vector con las magnitudes de las alturas, para hacer más fácil su procesamiento. Posteriormente mediante una unión espacial, se determinó a que radio correspondía cada valor de altura en cada pozo. Clasificados los radios, se calcularon los promedios por cada uno de estos, obteniendo el insumo inicial para la corrección topográfica.

*Estimación de los coeficientes de la corrección topográfica:* La implementación de la ecuación 10 presentada por Balling et al. (1981), se desarrolló en un script en el lenguaje de programación *Python*, mediante el paquete *Numpy*, donde se calcularon los coeficientes de corrección para la función armónica con condiciones de frontera en la superficie terrestre.

### **Calculo del gradiente geotérmico aparente**

Una vez se han corregido topográficamente las temperaturas de fondo del pozo, y junto con los valores de temperatura superficial del suelo y la profundidad alcanzada en el fondo de cada pozo, se aplicó la ecuación 4, calculando el gradiente geotérmico aparente sin el efecto de la variación de la topografía. Este cómputo se incluyó en la rutina implementada en

Python, utilizando los coeficientes de corrección y las BHT con corrección por temperatura de formación.

### 3.3.3. Modelos de Predicción Espacial

Los métodos empleados en el desarrollo de los modelos de predicción espacial, se realizaron en dos ambientes de procesamiento y representación: 2D y 3D. El análisis exploratorio y estructural de los datos se realizó en el software estadístico R de licenciamiento open source. Los paquetes específicos utilizados en el análisis exploratorio corresponden a: sjstats, e1071, psych, sjPlot, lattice, caret, outliers y ggplot2. Para el análisis estructural (semivariogramas), los paquetes utilizados corresponden a: sp, car, maptools, gstat, geoR, rgdal y spatstat. La modelación 2D se ejecutó en el software Oasis montaj de Geosoft y la modelación 3D se implementó en el software GeoModeller v3.3 de Intrepid Geophysics. Las técnicas utilizadas para el modelamiento 2D están enmarcadas en los métodos determinísticos de mínima curvatura y el método Inverso de la Distancia Ponderada– IDW; los métodos probabilísticos con Kriging (análisis exploratorio, análisis estructural y validación cruzada); y la simulación geoestadística con el método de Simulación Gaussiana Secuencial - SGS. Los métodos se enmarcan en la caracterización de los modelos de predicción mediante pixeles como unidad mínima de representación. Los métodos utilizados para el modelado espacial 3D, corresponden a los determinísticos de mínima curvatura y el Inverso de la Distancia Ponderada – IDW; los métodos probabilísticos con Kriging (análisis exploratorio, análisis estructural y validación cruzada); y la simulación geoestadística con el método de Simulación Gaussiana Secuencial – SGS. Los métodos mencionados anteriormente (mínima curvatura, IDW, Kirging y SGS), utilizan como unidad volumétrica al voxel en la representación de los modelos 3D.

## 4. Resultados

En este capítulo se presentan los resultados encontrados a partir de los datos de entrada, y su posterior análisis e inclusión dentro de la discusión de la investigación.

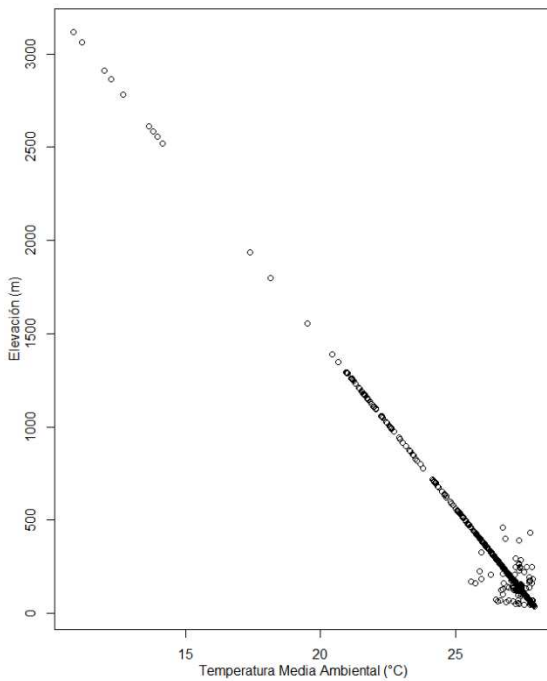
### 4.1. Modelos de Temperatura Superficial del Suelo

Los modelos de temperatura superficial del suelo se caracterizaron por medio de un análisis exploratorio de las medidas descriptivas de la temperatura en cada uno de los métodos aplicados, para su posterior representación espacial.

#### 4.1.1. Modelo de Temperatura Media Ambiental

A partir de un análisis exploratorio de las temperatura media ambiental para las tres cuencas, se observan las medidas de tendencia central y las medidas de dispersión en la **Tabla 4-1**. El promedio y la mediana se muestran muy cercanas, lo cual indica que son un buen indicador del conjunto de datos.

**Figura 4-1. Temperatura Media Ambiental vs Elevación**



Fuente: Elaboración propia

**Tabla 4-1. Medidas descriptivas de la Temperatura Media Ambiental**

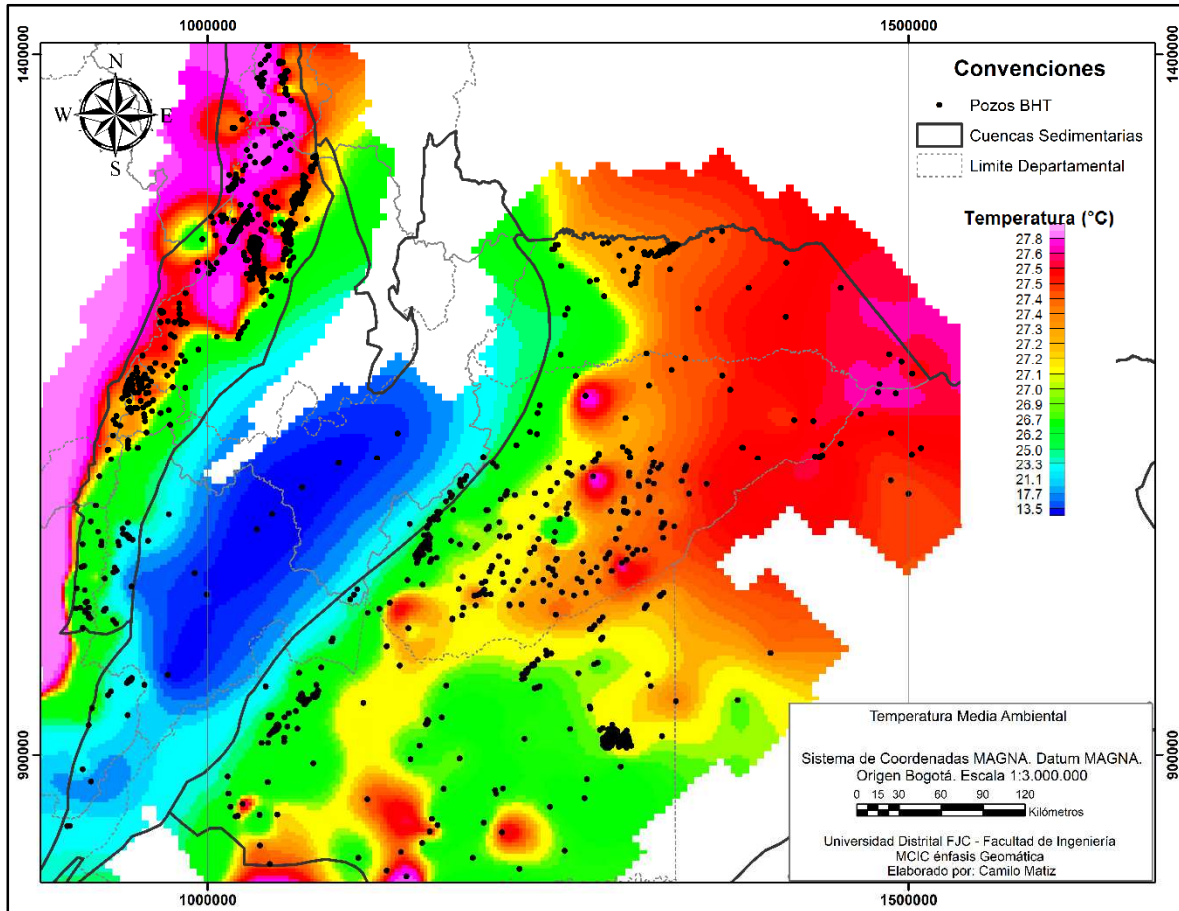
Numero de datos	3303
Promedio	27.1065
Mediana	27.3589
Desviación Estándar	1.3211
Desviación Mediana	0.3607
Mínimo	10.8574
Máximo	27.8898
Coficiente de Asimetría	-5.8457
Curtosis	46.8310
Coficiente de Variación	0.0487

Fuente: elaboración propia



Sin embargo, las medidas de dispersión aunque no sugieren cambios muy marcados, si se prevé la existencia de mediciones atípicas. El coeficiente de asimetría, de tendencia negativa, indica que las observaciones están asimétricas hacia la derecha, concentrada en los valores bajos de temperatura. El valor de 46.83 en la curtosis, confirma la presencia de valores atípicos para la temperatura media ambiental. El diagrama de dispersión de la **Figura 4-1**, contrasta los valores de la temperatura media ambiental contra la altura en metros sobre el nivel del mar, corroborando la asimetría negativa de los datos. La **Figura 4-2**, muestra el mapa con la Temperatura Media Ambiental calculada. Las altas anomalias se concentran en la cuenca de los Llanos Orientales y en el centro de la cuenca del Valle Medio del Magdalena. La cuenca de la Cordillera Oriental, contiene la anomalía de temperaturas bajas.

Figura 4-2. Mapa de la Temperatura Media Ambiental



Fuente: Elaboración propia

#### 4.1.2. Modelo de Temperatura Superficial a partir de Landsat 7 ETM+

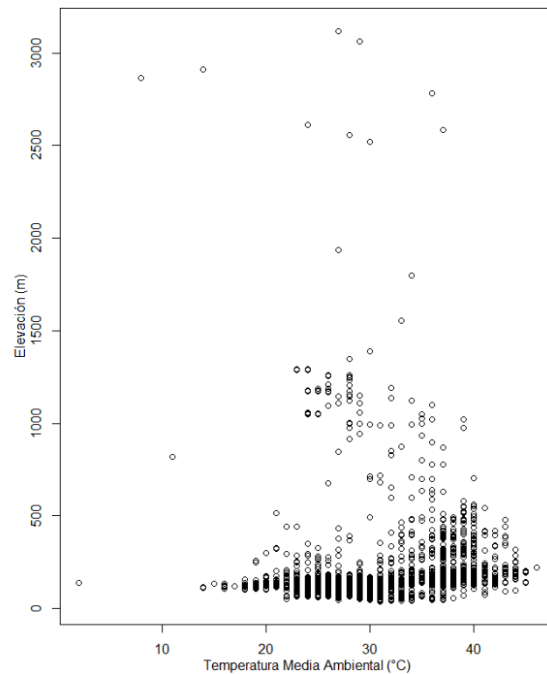
Las temperaturas superficiales calculadas a partir de las imágenes infrarrojas térmicas de Landsat 7 ETM+, tienen el promedio y la mediana como medidas de tendencia central valores muy cercanos, siendo un validador para la robustez del conjunto de datos. Las medidas de dispersión (**Tabla 4-2**), sugieren la presencia de datos atípicos para estas temperaturas. El coeficiente de asimetría conserva una disposición asimétrica hacia la izquierda (positiva) tendiente al cero, indicando que las observaciones tienen valores altos cercanos al promedio. La curtosis de 0.0486, permite inferir que la cantidad de valores atípicos es baja.

**Tabla 4-2. Medidas descriptivas de la Temperatura Superficial**

Numero de datos	3303
Promedio	30.7369
Mediana	29
Desviación Estándar	5.5817
Desviación Mediana	2.9652
Mínimo	2
Máximo	46
Coficiente de Asimetría	0.3641
Curtosis	0.0486
Coficiente de Variación	0.1815

Fuente: elaboración propia

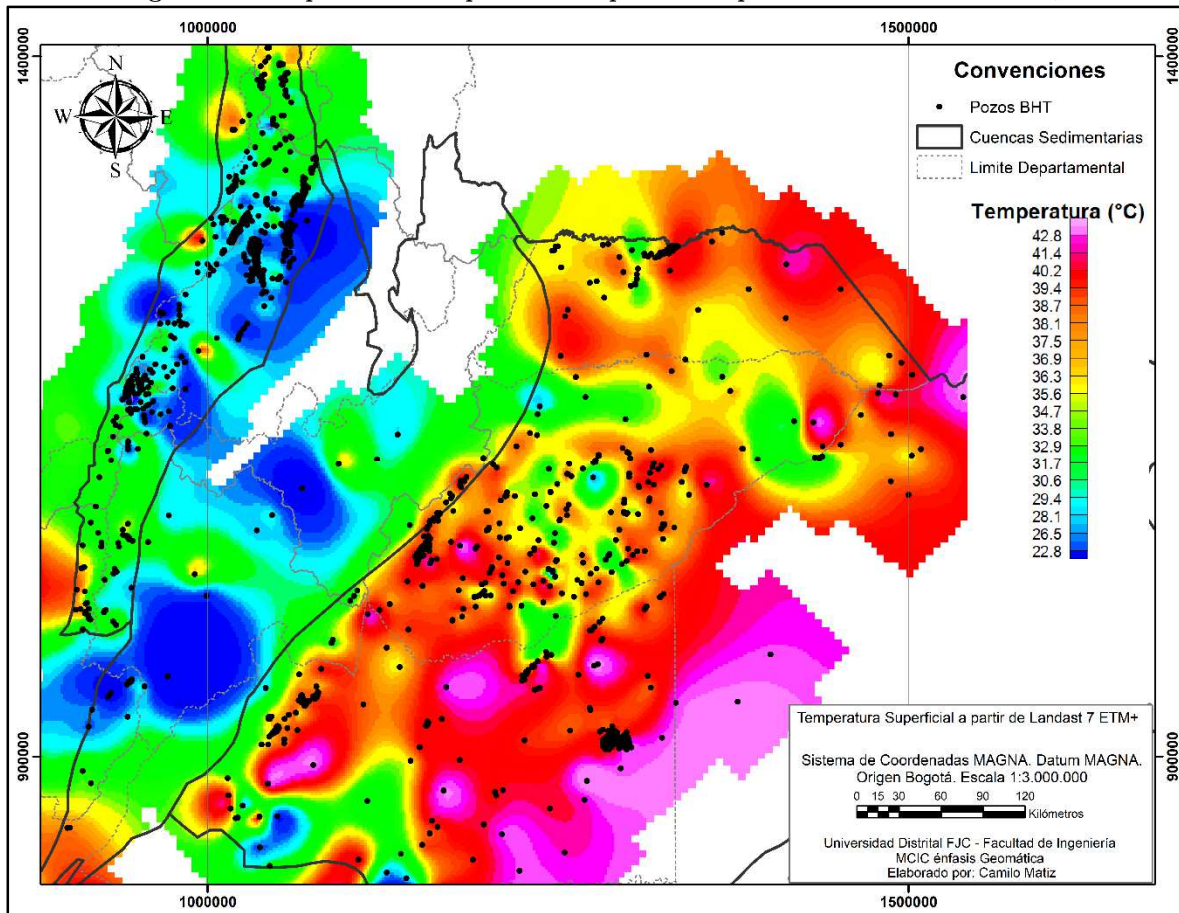
**Figura 4-3. Temperatura Superficial vs Elevación**



Fuente: Elaboración propia

La **Figura 4-3**, mediante el diagrama de dispersión, presenta los valores de la temperatura superficial a partir de Landsat 7 ETM+ contra la altura en metros sobre el nivel del mar. Esta grafica, muestra la poca presencia de datos atípicos de temperatura. El mapa de las Temperaturas Superficiales a partir de Landsat 7, muestra una concentración de anomalías altas de temperatura en la cuenca sedimentaria de los Llanos Orientales. Para la cuenca de la Cordillera Oriental, se tienen temperaturas bajas, coincidiendo con las zonas de altitudes amplias. La temperaturas medias se observan para la cuenca del Valle Medio del Magdalena con algunas tendencias de anomalías de bajas temperaturas en las áreas colindantes con la cuenca de la Cordillera Oriental (**Figura 4-4**).

Figura 4-4. Mapa de la Temperatura Superficial a partir de Landsat 7 ETM+



Fuente: Elaboración propia

#### 4.2. Modelos de Gradiente Geotérmico

La metodología planteada incluyó el desarrollo de la metodología convencional para calcular el gradiente geotérmico utilizando la Temperatura Media Ambiental. El modelo alternativo planteado incluye la Temperatura Superficial a partir de imágenes Landsat 8 TIRS. Previo a la generación del modelo de gradiente geotérmico, se corrigió la BHT por los efectos de la perforación (ecuación 5). Otra de las correcciones aplicadas, correspondió a la corrección por el efecto de la topografía. Los valores de entrada para esta corrección, se estimaron por medio de una herramienta de análisis espacial que computó los promedios de las alturas en función de los propuestos en cada pozo y con rutinas programadas en Python para calcular los coeficientes de la corrección topográfica, incluidos en el procesamiento de la solución a las sumatorias de las funciones armónicas expuestas.

#### 4.2.1. Correcciones a la Temperatura de Fondo de Pozo – BHT

##### Corrección de la AAPG

Las BHT se enmarcan en un rango entre los 35.56°C y los 116.11°C con profundidades para el fondo de pozo que oscilan entre los 500m y los 6273m. Al aplicar la corrección de la AAPG, el rango de las temperaturas corregidas varía entre los 37.97°C – 178.96°C, observándose un aumento en los valores de la temperatura de formación (**Tabla 4-3**). En el análisis realizado por cada cuenca separada, se aprecia que el mayor promedio de temperatura corregida por la AAPG se presenta en la cuenca Llanos Orientales (92.462°C), seguida por la cuenca Cordillera Oriental con promedios de 69.421°C y la cuenca Valle Medio del Magdalena con 6.399°C.

**Tabla 4-3. BHT corregidas por AAPG**

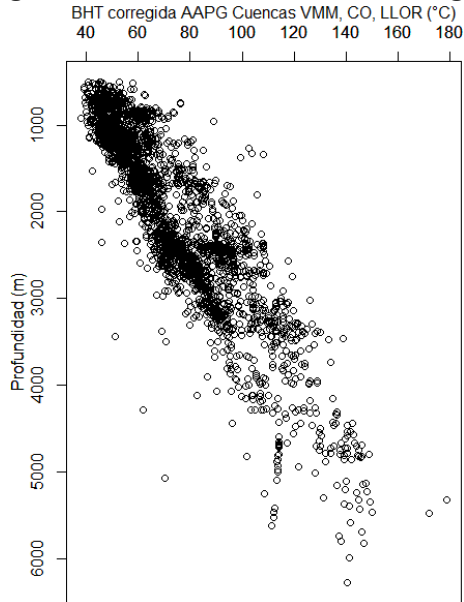
Cuenca sedimentaria	No. Pozos	Rango de BHT (°C)	Promedio BHT (°C)	Rango BHT Corrección AAPG (°C)	Promedio BHT corrección AAPG (°C)	Rango de profundidades (m)
Valle Medio del Magdalena	2330	35.56 – 115.60	57.957	37.97 – 129.59	63.399	500 – 4816
Cordillera Oriental	112	37.78 – 137.80	63.769	40.89 – 150.0	69.421	568 – 5823
Llanos Orientales	861	41.11 – 166.11	84.489	42.77 – 178.96	92.462	515 – 6273
Total	3303	35.56 – 166.11	65.070	37.97 – 178.96	71.17	500 – 6273

Fuente: Elaboración propia

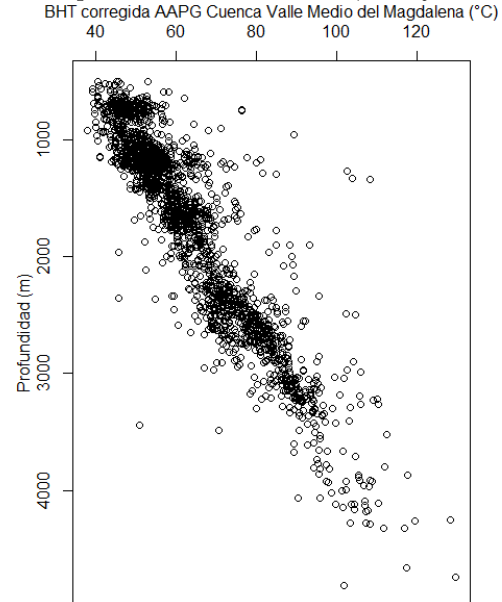
Aunque los promedios muestran cercanías en la temperatura corregida por la AAPG para las cuencas sedimentarias de la Cordillera Oriental, y la cuenca Valle Medio del Magdalena, con en la comparación de temperaturas corregidas individuales, se denota que las cuencas de la Cordillera Oriental, con un valor máximo de 150°C entre 568 m y 5823 m de profundidad y la cuenca Llanos Orientales con 178.96°C de valor máximo entre 515 m y 6273 m, tienen temperaturas individuales mayores que la cuenca Valle Medio del Magdalena (temperatura máxima 129.59°C entre 500 m y 4816 m de profundidad). La variación de la temperatura de fondo de pozo en función de la profundidad para todo el conjunto de pozos perforados y por cuencas separadas, es ilustrada en la **Figura 4-5**. La tendencia de estas temperaturas es similar entre el total de pozos y los pozos de la cuenca Valle Medio del Magdalena, debido a la densidad de puntos para esta cuenca (2330 pozos). La dispersión de las temperaturas corregidas en función de la profundidad para la cuenca Cordillera Oriental, evidencia una clara acumulación de las temperaturas más bajas en profundidades entre los 800 m y los

1500 m. Para la cuenca Llanos Orientales, las temperaturas corregidas conservan una tendencia directamente proporcional entre el aumento de la profundidad con el aumento de los valores de temperaturas corregidas.

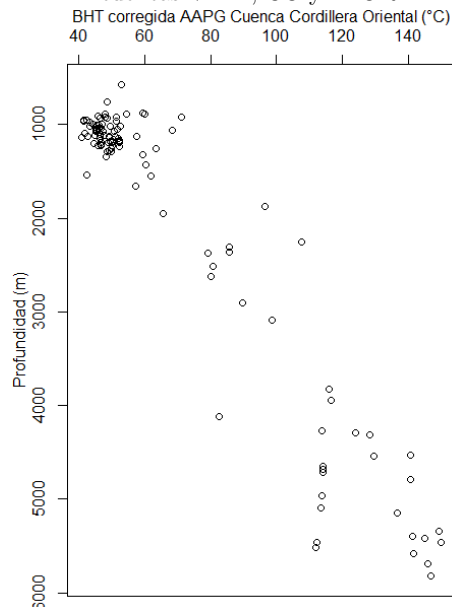
**Figura 4-5. Variación de la BHT corregida por AAPG para las cuencas VMM, CO y LLOR**



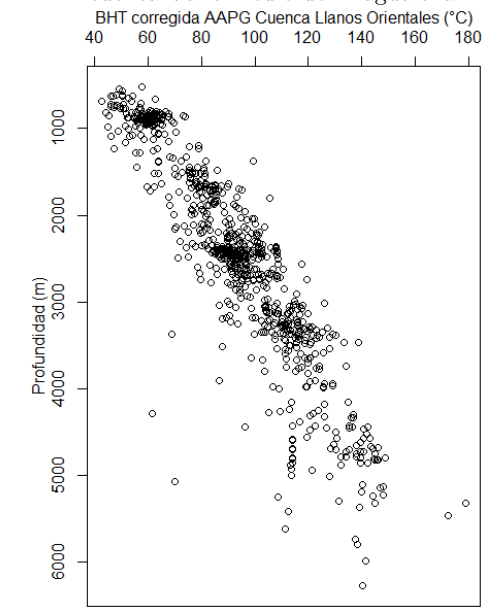
a) Variación de la BHT corregida por temperatura de formación AAPG, calculada con TMA para las cuencas VMM, CO y LLOR



b) Variación de la BHT corregida por temperatura de formación AAPG, calculada con TMA para la cuenca Valle Medio del Magdalena



c) Variación de la BHT corregida por temperatura de formación AAPG, calculada con TMA para la cuenca Cordillera Oriental



d) Variación de la BHT corregida por temperatura de formación AAPG, calculada con TMA para la cuenca Llanos Orientales

Fuente: Elaboración propia

### **Corrección Topográfica**

Corregida la BHT por el método de la AAPG, se realizó el diseño e implementación de una herramienta de análisis espacial para la extracción de los valores promedio como parámetro principal en la estimación de los coeficientes para la corrección topográfica. La **Figura 4-6**, muestra de manera gráfica y secuencial, el modelo de análisis espacial implementado para la estimación de los promedios de las alturas de radios circundantes. El Anexo B muestra de manera individual, los módulos de análisis espacial desarrollados para el cálculo de los promedios de alturas por radios circundantes en cada pozo con BHT. La herramienta se desarrolló en el lenguaje de programación *Python*, bajo el paquete *ArcPy* basado en el módulo *arcgisscripting*. En el Anexo A se muestra el código fuente generado para la herramienta de análisis espacial. En primera instancia, la herramienta tomó cada uno de los pozos perforados con valores de BHT, y generó una zona de influencia en forma de anillos circundantes radializados por los valores de la **Tabla 4-4**. Cada una de las plantillas generadas, se aplicó al MDE SRTM de 30m de la NASA, para recortar las áreas con los valores de las alturas que circundan cada pozo. Tomando la información raster y transformando los niveles digitales de cada pixel a formato vectorial (punto), se ejecutó una unión espacial entre los puntos con las alturas y los radios caracterizados para cada pozo. Clasificadas las alturas para cada pozo en función de cada radio, se estimaron los promedios por radio, siendo este el parámetro principal para la siguiente etapa de estimación de la corrección topográfica. Con las alturas promediadas y radializadas para cada pozo, se desarrolló en un script en el lenguaje de programación *Python*, mediante el paquete *Numpy*. Esta rutina calculo los coeficientes de corrección para la función armónica con condiciones de frontera en la superficie terrestre.

*BHT corregidas topográficamente con Temperaturas Medias Ambientales:* Las temperaturas corregidas por el efecto de la topografía, estimadas con la Temperatura Media Ambiental se ilustran en la **Tabla 4-4**.

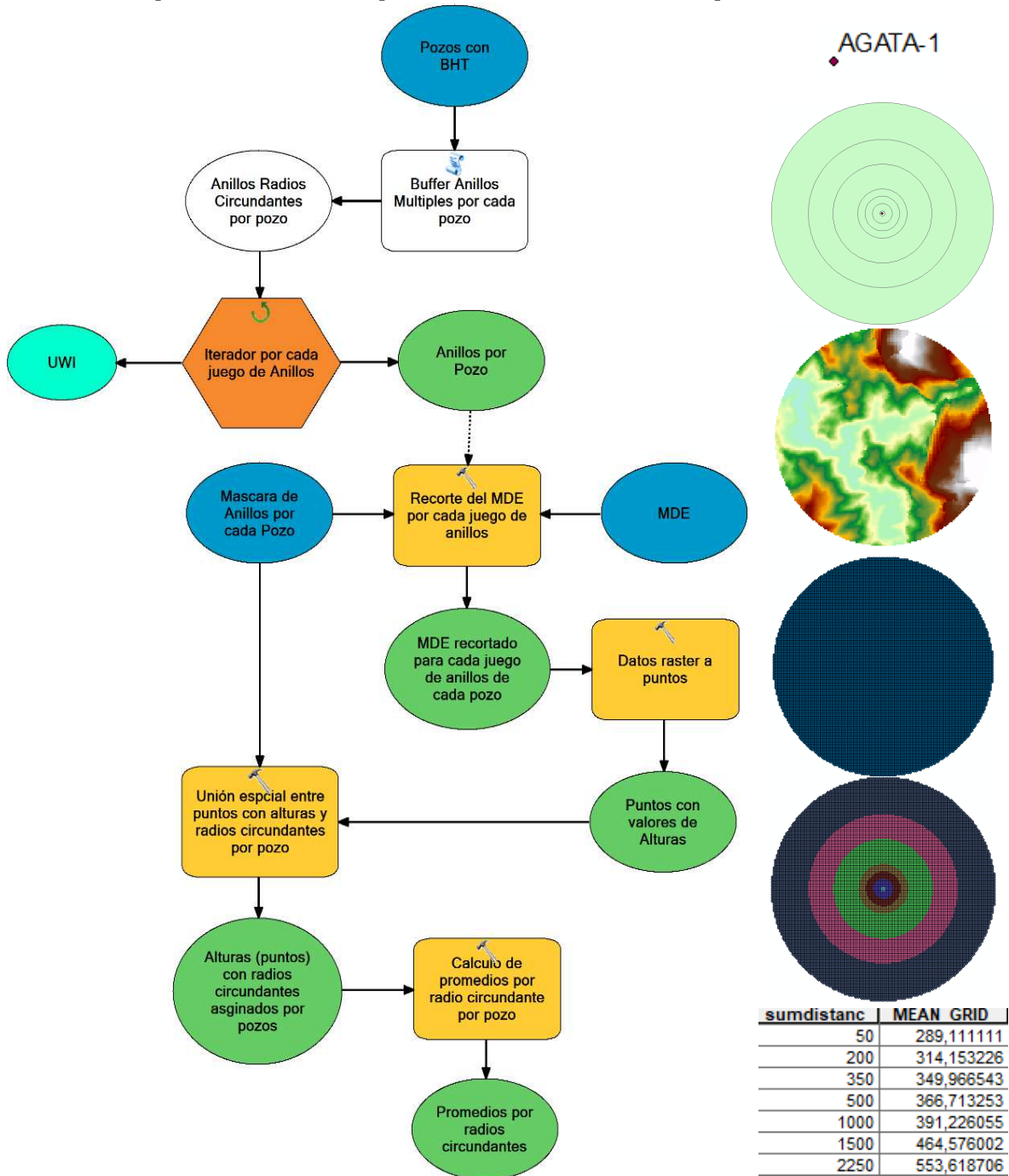
**Tabla 4-4. BHT corregidas por el efecto de la topografía calculadas con la Temperatura Media Ambiental**

<b>Cuenca sedimentaria</b>	<b>No. Pozos</b>	<b>Rango de BHT con CT (°C)</b>	<b>Promedio BHT con CT (°C)</b>	<b>Rango de profundidades (m)</b>
Valle Medio del Magdalena	2330	38.11 – 169.33	64.859	500 – 4816
Cordillera Oriental	112	54.95 – 193.74	93.967	568 – 5823
Llanos Orientales	861	45.44 – 180.81	95.187	515 – 6273
Total	3303	38.11 – 193.74	73.75	500 – 6273

Fuente: Elaboración propia

La mayor BHT corregida equivalente a 193.74°C se localiza en la cuenca Cordillera Oriental a una profundidad de 1127 m. El valor más alto de BHT corregida para la cuenca Llanos Orientales es igual a 180.81°C a una profundidad de 5319 m. Para la cuenca Valle Medio del Magdalena, el valor máximo es 169.33°C a una profundidad máxima de 1328 m.

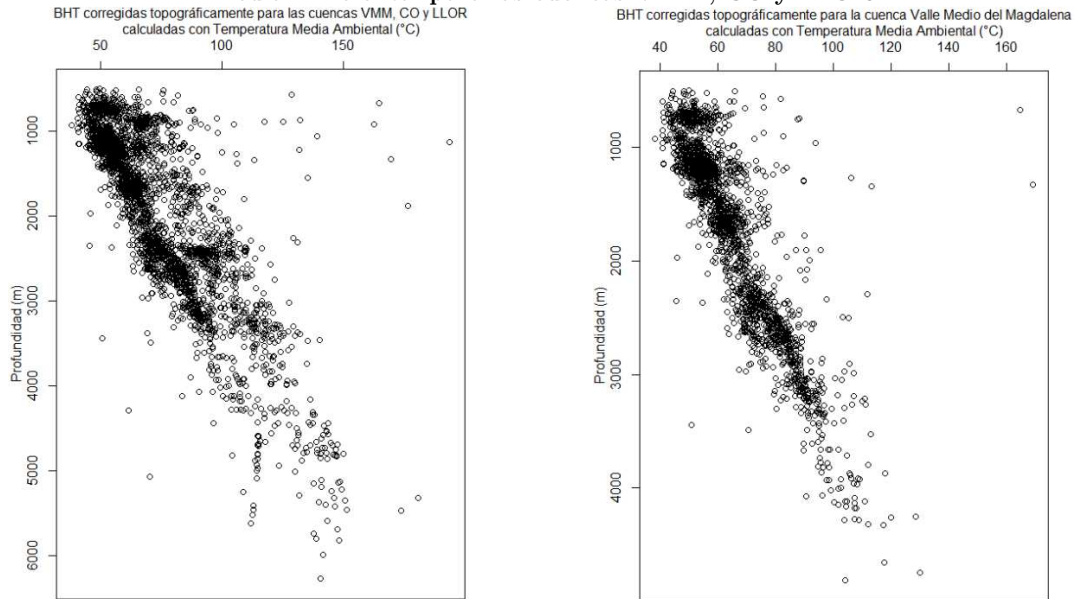
Figura 4-6. Modelo de análisis espacial con los resultados por etapa para el cálculo de los promedios de alturas por radios circundantes en cada pozo con BHT



Fuente: Elaboración propia

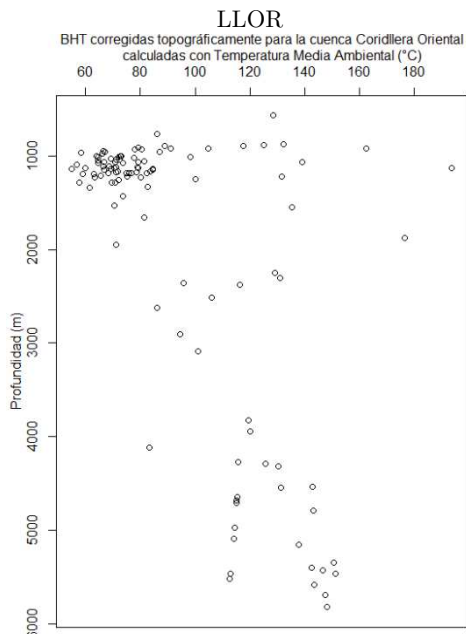
En la **Figura 4-7**, se denota la variación de las BHT corregidas por el efecto de la topografía para el conjunto de observaciones en su totalidad (3303 pozos) y para cada una de las cuencas sedimentarias por separado.

**Figura 4-7. Variación de la BHT corregida topográficamente calculada, con la Temperatura Media Ambiental para las cuencas VMM, CO y LLOR**

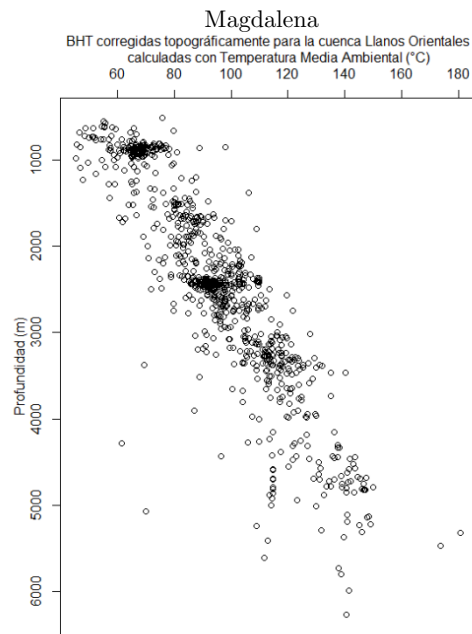


e) Variación de la BHT corregida topográficamente, calculada con TMA para las cuencas VMM, CO y

f) Variación de la BHT corregida topográficamente, calculada con TMA para la cuenca Valle Medio del



g) Variación de la BHT corregida topográficamente, calculada con TMA para la cuenca CO



h) Variación de la BHT corregida topográficamente, calculada con TMA para la cuenca Llanos Orientales

Fuente: Elaboración propia



*BHT corregidas topográficamente con Temperaturas Superficiales a partir de Landsat 7 ETM+*: Las temperaturas corregidas por el efecto de la topografía, estimadas con la Temperatura Superficial a partir de Landsat 7 ETM+ (**Tabla 4-5**), muestran que los valores más altos de BHT corregida por cuenca se encontraron para la cuenca Llanos Orientales con 180.63°C a una profundidad de 5319 m, para la cuenca Cordillera Oriental con una temperatura de 156.54°C a una profundidad de 1878 m y para la cuenca Valle Medio del Magdalena 155.97°C a 1328 m de profundidad.

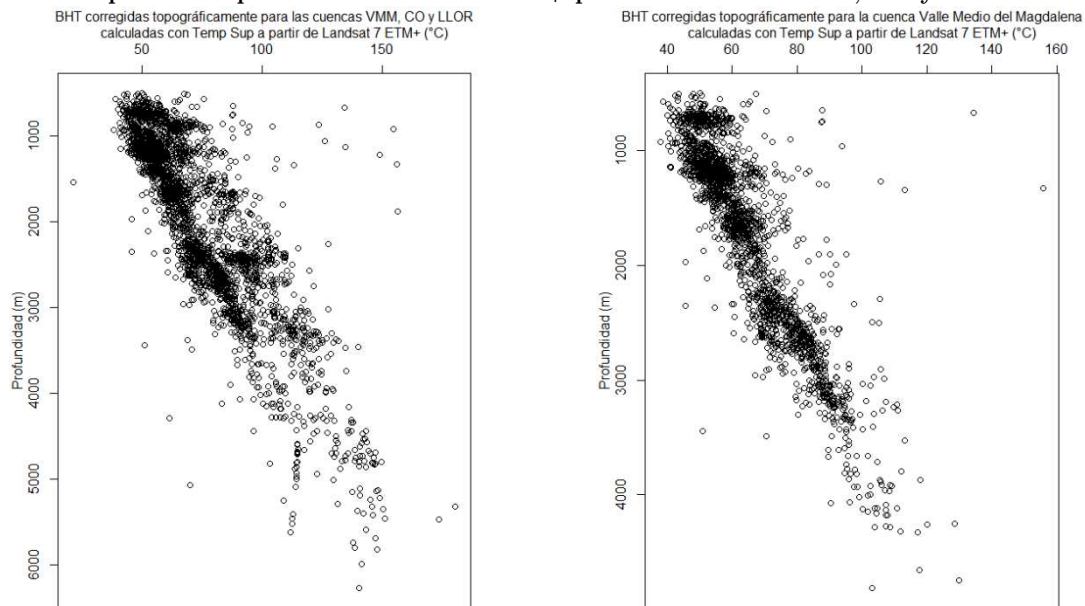
**Tabla 4-5.** BHT corregidas por el efecto de la topografía calculadas con la Temperatura Superficial a partir de Landsat 7 ETM+

Cuenca sedimentaria	No. Pozos	Rango de BHT con CT (°C)	Promedio BHT con CT (°C)	Rango de profundidades (m)
Valle Medio del Magdalena	2330	37.93 – 155.97	64.710	500 – 4816
Cordillera Oriental	112	21.19 – 156.54	85.959	568 – 5823
Llanos Orientales	861	44.31 – 180.63	94.123	515 – 6273
Total	3303	21.19 – 180.63	73.098	500 – 6273

Fuente: Elaboración propia

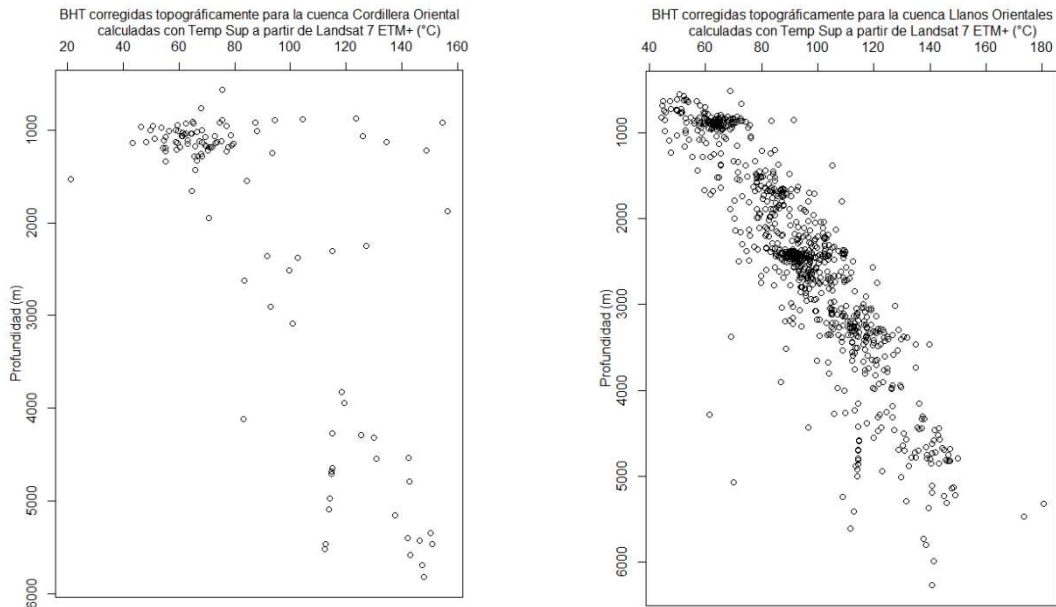
La variación de las BHT corregidas en función de la profundidad, se observan gráficamente en la **Figura 4-8**.

**Figura 4-8.** Variación de la BHT corregida topográficamente, calculada con la Temperatura Superficial a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR



a) Variación de la BHT corregida topográficamente, calculada con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR

b) Variación de la BHT corregida topográficamente, calculada con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para la cuenca Valle Medio del Magdalena



c) Variación de la BHT corregida topográficamente, calculada con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para la cuenca Cordillera Oriental

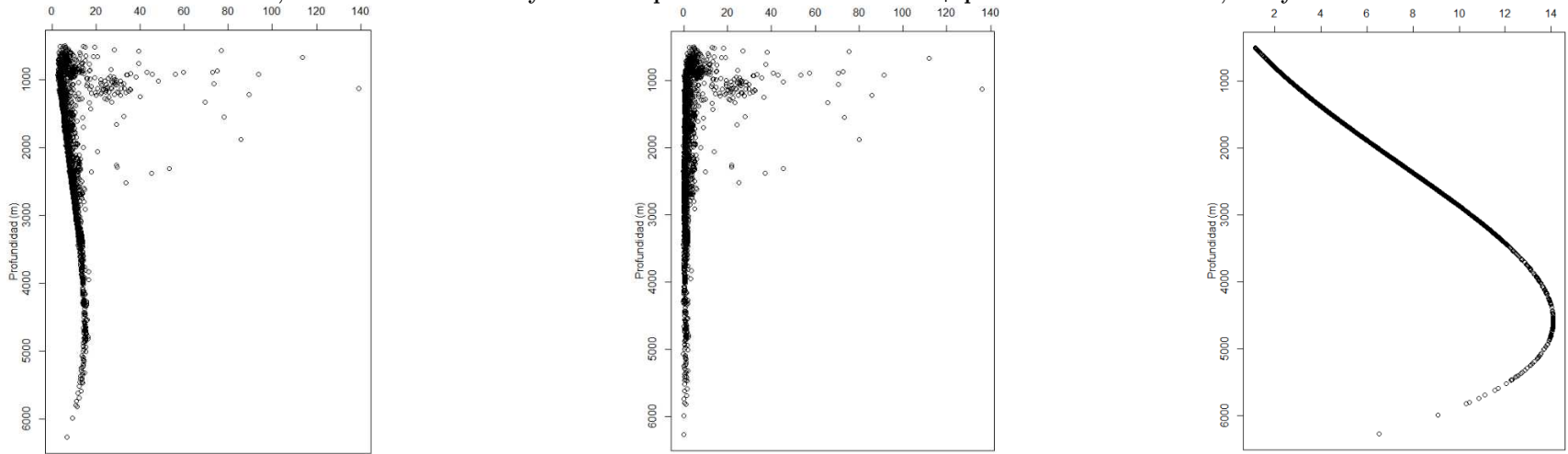
d) Variación de la BHT corregida topográficamente, calculada con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para la cuenca Llanos Orientales

Fuente: Elaboración propia

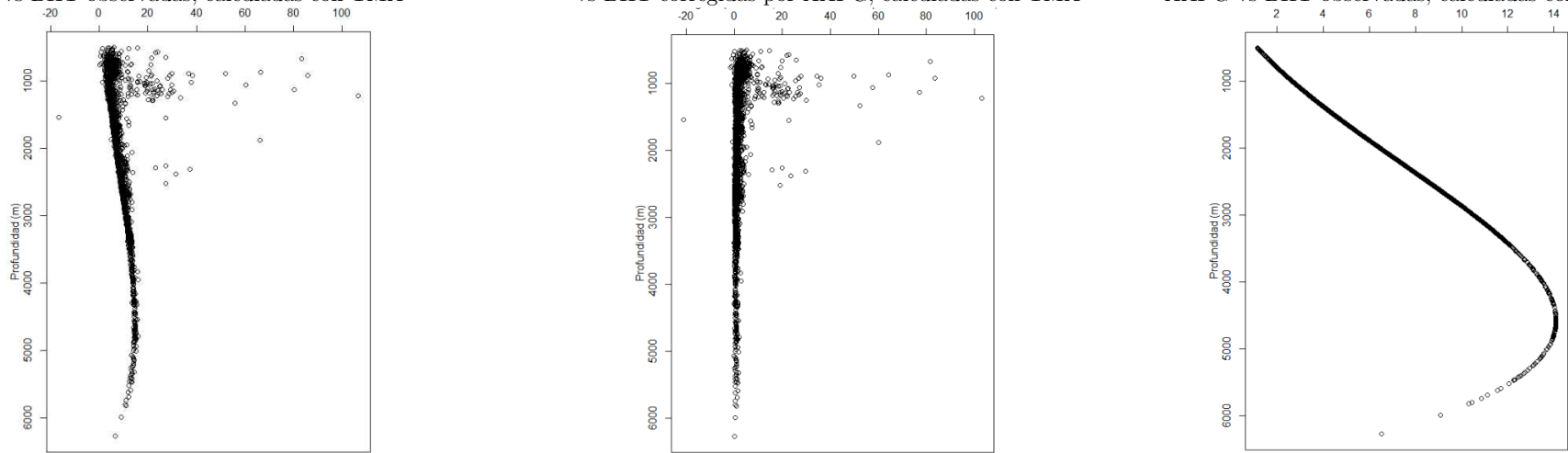
Factores de corrección para las BHT en función de la profundidad: Los deltas de BHT observadas y con las correcciones de temperatura de formación (método AAPG) y la corrección topográfica, estimadas con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+, se observan en la **Figura 4-9**. Las BHT corregidas topográficamente frente a las BHT observadas (**Figura 4-9a** y **Figura 4-9d**), calculadas con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+, presentan un comportamiento similar a excepción del dato atípico erróneo en los deltas encontrados con la Ts ( $-16^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ). La curva sostiene una zona de alta acumulación de observaciones entre los  $0^{\circ}\text{C}/\text{km}$  y los  $15^{\circ}\text{C}/\text{km}$  y desde los 500m y 3500 m de profundidad. Después de los 3500 m de profundidad, los deltas se sostienen al tope de los  $20^{\circ}\text{C}/\text{km}$  de diferencia, acercándose nuevamente a  $0^{\circ}\text{C}/\text{km}$  con datos mayores a los 5000 m de profundidad.

Los deltas entre las BHT corregidas topográficamente y las corregidas por AAPG (**Figura 4-9b** y **Figura 4-9e**), muestran la nube de puntos entre los  $0^{\circ}\text{C}/\text{km}$  y los  $15^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , con profundidades que van desde los 500m hasta los 4000 m. En las BHT calculadas con Ts a partir de Landsat 7 ETM+, se observan datos atípicos erróneos entre los  $-21^{\circ}\text{C}/\text{km}$  y los  $0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . La **Figura 4-9c** y **Figura 4-9f** (BHT corregidas por AAPG frente a BHT observadas), muestran un crecimiento exponencial de las BHT entre los  $0^{\circ}\text{C}/\text{km}$  hasta los  $14^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , variando desde los 500 m hasta los 4500 m de profundidad. Levemente retorna hasta los  $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , en pozos con profundidades de 6000 m.

Figura 4-9. Factores de corrección en función de la profundidad para las BHT corregidas por temperatura de formación, por corrección topográfica y observadas, calculadas con TMA y con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR



a) Factor de corrección para BHT corregidas topográficamente vs BHT observadas, calculadas con TMA      b) Factor de corrección para BHT corregidas topográficamente vs BHT corregidas por AAPG, calculadas con TMA      c) Factor de corrección para BHT corregidas por AAPG vs BHT observadas, calculadas con TMA



d) Factor de corrección para BHT corregidas topográficamente vs BHT observadas, calculadas con Ts a partir de Landsat 7 ETM+      e) Factor de corrección para BHT corregidas topográficamente vs BHT corregidas por AAPG, calculadas con Ts a partir de Landsat 7 ETM+      f) Factor de corrección para BHT corregidas por AAPG vs BHT observadas, calculada con Ts a partir de Landsat 7 ETM+

Fuente: Elaboración propia

#### 4.2.2. Estimación del Gradiente Geotérmico Aparente

La estimación de los Gradientes Geotérmicos Aparentes – GGA, se presenta en esta sección con dos resultados en función de la temperatura del suelo. Tanto el método convencional (Temperatura Media Ambiental) como el propuesto (Temperatura Superficial a partir de Landsat 7 ETM+-9), se calcularon para las cuencas sedimentarias del Valle Medio del Magdalena con el 70.5% de las observaciones (2330), la Cordillera Oriental con el 3.4% de los pozos (112) y Llanos Orientales con el 26.1% (861 pozos perforados).

GGA calculado con Temperaturas Medias Ambientales: El mayor valor de GGA estimado, se evidencia en la cuenca Valle Medio del Magdalena con un gradiente de 214.36 °C/km a una profundidad de 669 m. En la Cordillera Oriental el GGA más alto alcanza un valor de 205.17 °C/km a una profundidad de 568.17 m y en la cuenca Llanos Orientales, el GGA se estimó en 95.09 °C/km a 515 m de profundidad. Los rangos y promedios de los GGA estimados con la Temperatura Media Ambiental, se observan en la **Tabla 4-6**.

Tomando en cuenta los valores promedio por cuenca, se observa que la cuenca sedimentaria con los GGA más altos es la cuenca de la Cordillera Oriental con un promedio de 47.671 °C/km, seguida de la cuenca Llanos Orientales con 30.808 °C/km de promedio y por último la cuenca Valle Medio del Magdalena con un valor promedio de 23.269 °C/km.

**Tabla 4-6. Gradientes Geotérmicos Aparentes corregidos topográficamente estimados con la Temperatura Media Ambiental**

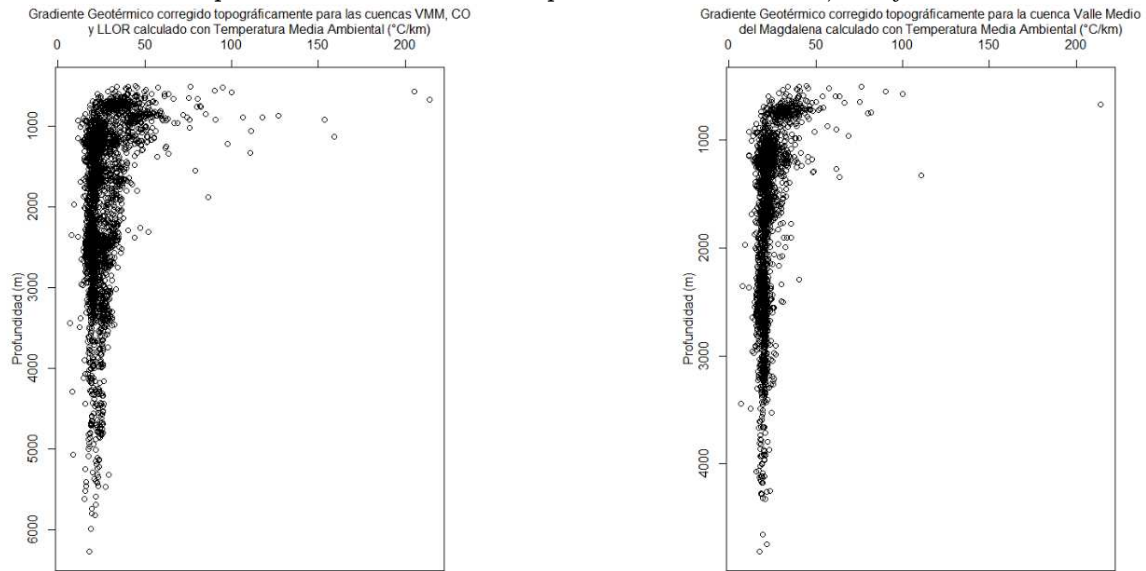
Cuenca sedimentaria	No. Pozos	Rango GGA (°C/km)	Promedio GGA (°C/km)	Rango de profundidades (m)
Valle Medio del Magdalena	2330	6.86 – 214.36	23.269	500 – 4816
Cordillera Oriental	112	14.55 – 205.17	47.671	568 – 5823
Llanos Orientales	861	8.22 – 95.09	30.808	515 – 6273
Total	3303	6.86 – 214.36	26.062	500 – 6273

Fuente: Elaboración propia

Al comparar los promedios de las observaciones contra los rangos (máximos y mínimos) por cada cuenca sedimentaria, se observa una fluctuación de los datos anómalos en relación con los valores de tendencia central. Sin embargo, la cercanía entre las cuencas Valle Medio del Magdalena y cuenca Llanos Orientales, indica que el efecto de la topografía es evidente, haciendo que los GGA se mantengan estables, mientras que para la cuenca Cordillera

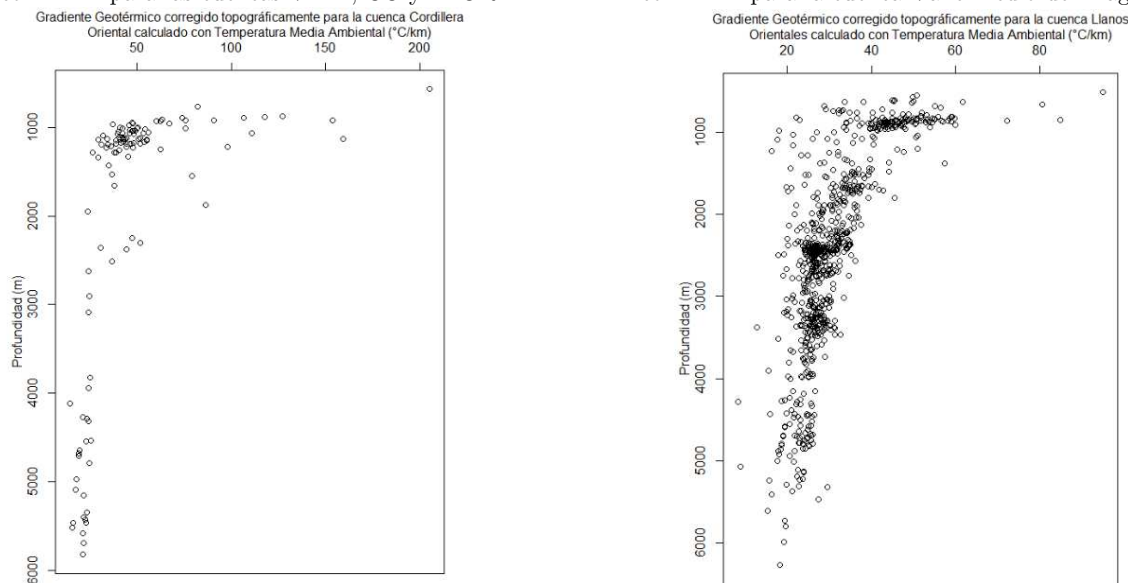
Oriental, la influencia de la topografía es muy marcada. Aun así, los promedios de los GGA estimados con la Temperatura Media Ambiental, indican la posible que se tienen datos atípicos que enmascaran el comportamiento real de las anomalías de Gradiente Geotérmico Aparente. En la **Figura 4-10** se aprecian los diagramas de dispersión para la totalidad de los GGA corregidos por la topografía y contando con la Temperatura Media Ambiental para cada una de las cuencas sedimentarias.

**Figura 4-10. Variación del Gradiente Geotérmico Aparente corregido topográficamente, calculado con la Temperatura Media Ambiental para las cuencas VMM, CO y LLOR**



a) Variación del GGA corregido topográficamente, calculado con TMA para las cuencas VMM, CO y LLOR

b) Variación del GGA corregido topográficamente, calculado con TMA para la cuenca Valle Medio del Magdalena



c) Variación del GGA corregido topográficamente, calculado con TMA para la cuenca Cordillera Oriental

d) Variación del GGA corregido topográficamente, calculado con TMA para la cuenca Llanos Orientales

Fuente: Elaboración propia

GGA calculado con Temperaturas Superficiales a partir de Landsat 7 ETM+: teniendo en cuenta las temperaturas superficiales calculadas a partir de las imágenes Landsat 7 ETM+, se obtuvo el GGA más altos en la cuenca Valle Medio del Magdalena con un gradiente de 158.86 °C/km a una profundidad de 669 m. Para la cuenca Cordillera Oriental el GGA más alto alcanzo los 141.22 °C/km a 918 m de profundidad y para la cuenca Llanos Orientales a una profundidad de 848 m se estimó el GGA más alto de 65.45 °C/km. Los rangos de GGA, indican cambios extremos marcados para las tres cuencas sedimentarias, lo que prevé la existencia de observaciones atípicas estimadas con la Temperatura Superficial a partir de Landsat 7 ETM+, ocultando la tendencia real de las anomalías de los GGA. En la **Tabla 4-7**, se muestran los GGA corregidos topográficamente, los cuales fueron calculados con la temperatura Superficial a partir de imágenes Landsat 7 ETM+.

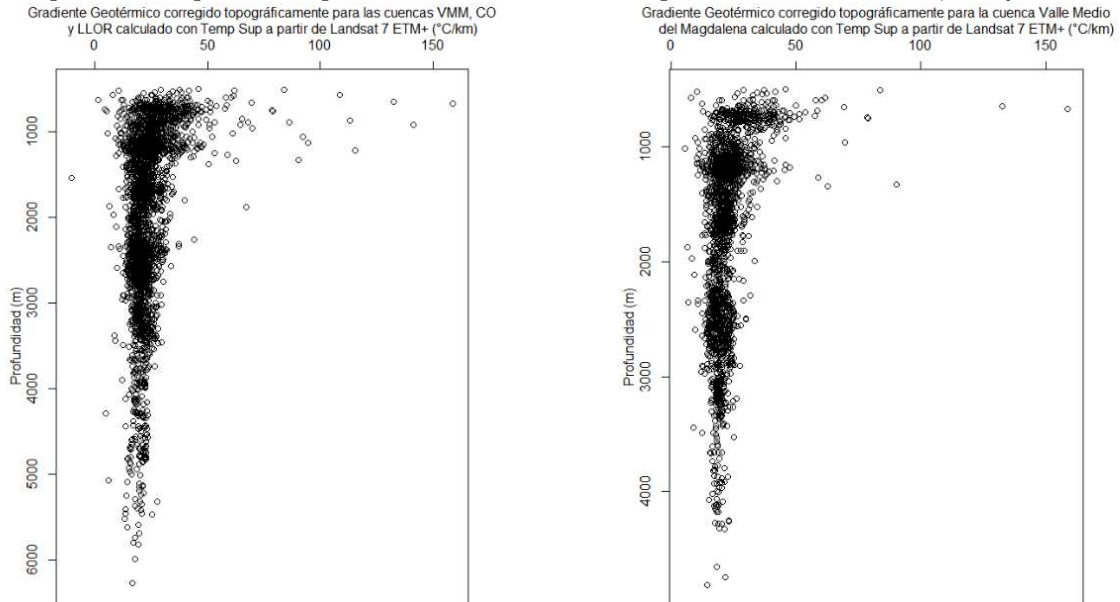
**Tabla 4-7. Gradientes Geotérmicos Aparentes corregidos topográficamente estimados con la Temperatura Superficial a partir de Landsat 7 ETM+**

Cuenca sedimentaria	No. Pozos	Rango GGA (°C/km)	Promedio GGA (°C/km)	Rango de profundidades (m)
Valle Medio del Magdalena	2330	5.63 – 158.86	22.612	500 – 4816
Cordillera Oriental	112	-10.30 – 141.22	35.814	568 – 5823
Llanos Orientales	861	1.525 – 65.45	23.694	515 – 6273
Total	3303	10.30 – 158.86	23.341	500 – 6273

Fuente: Elaboración propia

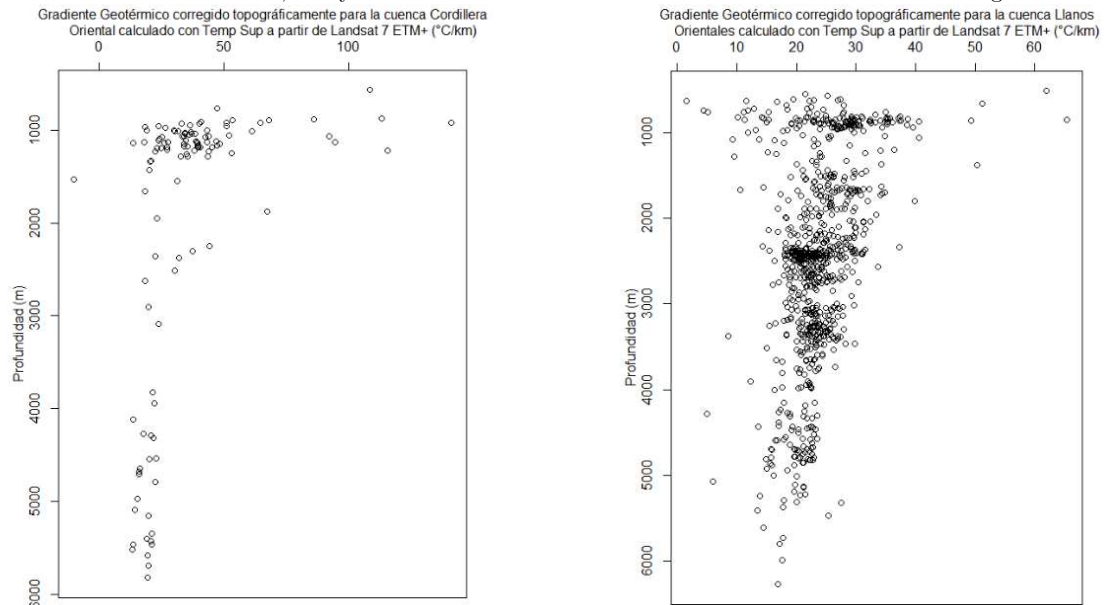
Los GGA corregidos por la topografía y calculados con la Temperatura Media Ambiental para cada una de las cuencas sedimentarias en función de la profundidad, se muestran mediante diagramas de dispersión en la **Figura 4-11**. Al analizar las medidas de tendencia central, referentes a los promedios de los GA por cuenca, se observa que la cuenca con los gradientes geotérmicos más altos corresponde a los gradientes hallados en la cuenca Cordillera Oriental con un promedio de 35.814°C/km. Entre las cuencas Valle Medio del Magdalena con 22.612°C/km y cuenca Llanos Orientales con 23.694°C/km, se observan GGA con similares basadas en los promedios. Los promedios de los GGA, indican que la influencia de la topografía es muy notoria hacia altitudes más bajas, haciendo que el en el flujo del gradiente geotérmico en estas zonas sea isotrópico, como se demuestra en las cuencas Valle Medio del Magdalena y cuenca Llanos Orientales. Para la cuenca Cordillera Oriental, el comportamiento del GGA es anisotrópico, dependiendo directamente de la influencia lateral del terreno las mediciones calculadas.

**Figura 4-11. Variación del Gradiente Geotérmico corregido topográficamente, calculado con la Temperatura Superficial a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR**



a) Variación del GGA corregido topográficamente, calculado con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR

b) Variación del GGA corregido topográficamente, calculado con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para la cuenca Valle Medio del Magdalena



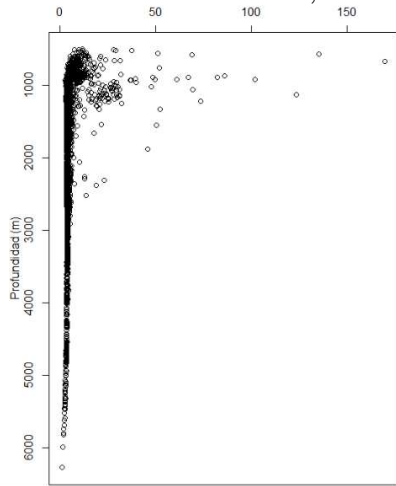
c) Variación del GGA corregido topográficamente, calculado con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para la cuenca Cordillera Oriental

d) Variación del GGA corregido topográficamente, calculado con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para la cuenca Llanos Orientales

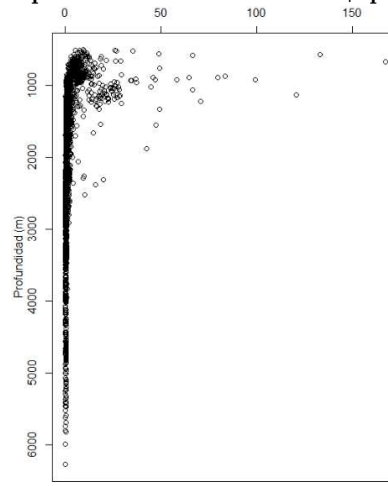
Fuente: Elaboración propia

*Factores de corrección para los GGA en función de la profundidad:* La comparación de los factores de corrección entre los GGA observados y los posteriormente corregidos, son presentados en la **Figura 4-12**.

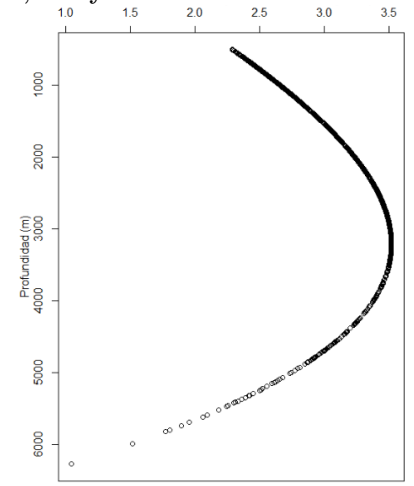
Figura 4-12. Factores de corrección en función de la profundidad para los GGA corregidos por temperatura de formación, por corrección topográfica y observados, calculados con TMA y con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR



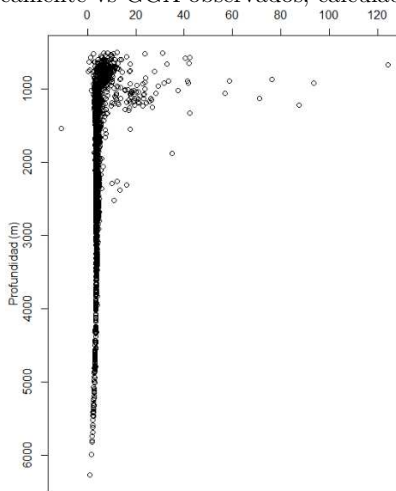
a) Factor de corrección para GGA corregidos topográficamente vs GGA observados, calculados con TMA



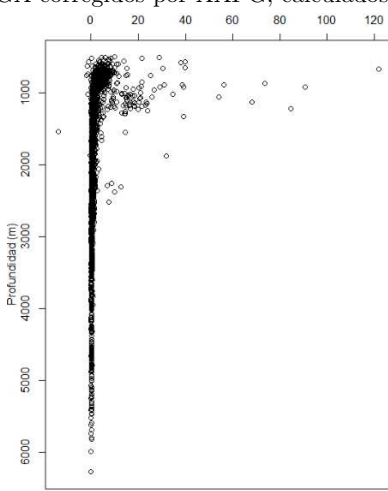
b) Factor de corrección para GGA corregidos topográficamente vs GGA corregidos por AAPG, calculados con TMA



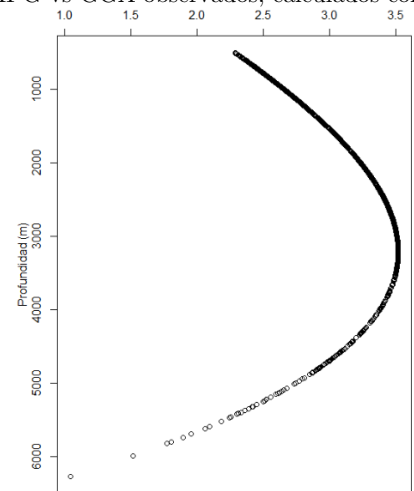
c) Factor de corrección para GGA corregidos por AAPG vs GGA observados, calculados con TMA



d) Factor de corrección para GGA corregidos topográficamente vs GGA observados, calculados con Ts a partir de Landsat 7 ETM+



e) Factor de corrección para GGA corregidos topográficamente vs GGA corregidos por AAPG, calculados con Ts a partir de Landsat 7 ETM+



f) Factor de corrección para GGA corregidos por AAPG vs GGA observados, calculados con Ts a partir de Landsat 7 ETM+

Fuente: Elaboración propia



Los GGA corregidos topográficamente frente a los GGA observados (**Figura 4-12a** y **Figura 4-12d**) y los GGA corregidos por temperatura de formación (método AAPG) calculados con TMA (**Figura 4-12b** y **Figura 4-12e**), presentan una zona de alta acumulación de observaciones entre deltas de  $0^{\circ}\text{C}/\text{km}$  a  $20^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , en profundidades que oscilan entre los 500 m y 4000 m de profundidad aproximadamente. La distribución de los deltas obtenidos entre los GGA corregidos mediante el método AAPG y los GGA observados (**Figura 4-12a** y **Figura 4-12d**), muestran una curva que se encuentra distribuida parabólicamente, alcanzando diferencias entre los  $2.25^{\circ}\text{C}/\text{km}$  y  $3.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , entre los 500 m y los 3500m de profundidad. A partir de profundidades superiores a 3500 m, la curva toma valores menores, con una menor cantidad de observaciones, acercándose a los  $1^{\circ}\text{C}/\text{km}$  a los 6000 m de profundidad. En ambas comparaciones, se denota una fuerte dispersión de datos, con diferencias superiores a los  $20^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , llegando hasta los  $140^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , y varían entre los 500 m y 2500 m de profundidad.

En los deltas obtenidos con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ (**Figura 4-12d**), se revalida la presencia de datos atípicos erróneos en relación a la zona de alta densidad de observaciones por debajo de los  $0^{\circ}\text{C}/\text{km}$  (entre los  $-1^{\circ}\text{C}/\text{km}$  y los  $-13^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ). Para estas diferencias de GGA, se evidencia una zona ajustada de mayor agrupamiento de deltas entre  $0^{\circ}\text{C}/\text{km}$  y  $15^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , con profundidades que varían entre los 500 m y 4000m. Al igual que la distribución de los deltas obtenidos entre los GGA corregidos mediante el método AAPG y los GGA observados estimados con TMA, los valores calculados con Ts a partir de Landsat 7 (**Figura 4-12c** y **Figura 4-12f**), muestran una curva con distribución parabólica, con diferencias entre los  $2.25^{\circ}\text{C}/\text{km}$  y  $3.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , entre los 500 m y los 3500 m de profundidad. En profundidades mayores a 3500 m, los deltas se acercan a los  $1^{\circ}\text{C}/\text{km}$  a los 6000 m de profundidad.

### 4.3. Modelos de Predicción Espacial

La generación de los modelos de predicción espacial, estuvo precedido por el análisis exploratorio de los datos, un análisis estructural y la representación espacial de la temperatura de fondo de pozo – BHT y el Gradiente Geotérmico Aparente corregido – GGA, calculadas cada una mediante la Temperatura Media Ambiental – TMA y la Temperatura Superficial a partir de Landsat 7 ETM+. Tanto la BHT como el GGA modelados mediante la predicción espacial, fueron corregidas topográficamente antes de su representación.

### 4.3.1. Análisis Exploratorio

Dentro del análisis exploratorio se aplicaron medidas descriptivas: de tendencia central (media y mediana), de amplitud (mínimo y máximo), de dispersión (desviación estándar, varianza y coeficiente de variación) y de estructura (coeficiente de asimetría – skewness y curtosis – kurtosis), análisis gráficos: histograma y diagramas Cuantil – Cuantil y la eliminación de datos atípicos. El análisis exploratorio de los datos se realizó en el software estadístico R.

#### Medidas Descriptivas

Las medidas de tendencia central remarcan la ausencia o no de normalidad en los datos. La relación mediana/media, que debe tender a 1 en distribuciones normales, muestra que para las BHT corregidas topográficamente y estimadas con TMA, marcan un 0.9183 y la calculada con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ corresponde a 0.9116. En relación a la mediana/media de los GGA corregidos topográficamente, se encontró que para los calculados con TMA se tiene 0.8832 y para los estimados con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ se tiene 0.9365. Estas relaciones, permiten constatar que los datos no tienen una distribución normal, además de la posible existencia de valores atípicos también remarcada por el rango de las observaciones en cada una de las variables. Las medidas de tendencia central para las BHT y GGA se pueden observar en la **Tabla 4-8**.

**Tabla 4-8. Medidas descriptivas para las BHT y GGA corregidos topográficamente y estimados con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+**

Tipo de Análisis	Medida	BHT con TMA corregida topográficamente	BHT con Ts a partir de Landsat7 ETM+ corregida topográficamente	GGA con TMA corregido topográficamente	GGA con Ts a partir de Landsat7 ETM+ corregido topográficamente
Tendencia Central	Media	73.75229	73.09826	26.062	23.34191
	Mediana	67.73136	66.63564	23.02062	21.86041
Amplitud	Mínimo	38.11291	21.19311	6.866284	-10.30192
	Máximo	193.7427	180.6338	214.36	158.8669
Dispersión	Desviación Estándar	22.53367	22.3646	11.35423	8.56352
	Varianza	507.7661	500.1752	128.9186	73.33388
	Coeficiente de Variación	30.55318%	30.59525%	43.56623%	36.68732%
Estructura	Coeficiente de Asimetría	1.109923	1.073042	5.536042	5.344173
	Curtosis	1.134615	0.8611413	60.68424	55.87871

Fuente: Elaboración propia

La desviación estándar para las BHT, tanto para las estimadas con TMA y calculadas con Ts a partir de Landsat 7 ETM+, muestran que con respecto a la media, existen diferencias que indican heterogeneidad en las BHT, corroboradas por los coeficientes de variación que oscilan entre los 30.55% para las estimadas con TMA y de 30.59% para las calculadas con Ts. En cuanto a los GGA, las medidas de dispersión, se concentraron en coeficientes de variación más altos y heterogéneos entre los estimados con TMA (43.56%) y calculados con Ts (36.68%). Estas diferencias, permiten ratificar la existencia de valores extremos más marcados para los GGA (**Tabla 4-8**).

Tomando como base los coeficientes de asimetría de las BHT, aunque son valores bajos, se tiene que la asimetría de las observaciones tiende hacia la derecha, concentrada en valores pequeños de temperatura con cercanía a 0° (BHT con TMA=1.109 y BHT con Ts=1.073). Para los GGA, el coeficiente de asimetría permanece hacia la derecha, agrupando los valores más bajos de GGA pero con un aumento puntual en el sesgo de los datos. Por último, la curtosis, permite aseverar la presencia de datos atípicos muy extremos para los GGA con valores muy altos de sesgo (60.68 para los GGA estimados con TMA y 55.87 para los calculados con Ts). El sesgo aunque presente en las BHT, se mantiene en considerados manejables para un conjunto de observaciones con una alta densidad de datos puntuales.

### **Análisis Grafico**

Los histogramas y diagramas de caja de las BHT calculadas con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ presentados en la **Figura 4-13**, certifican la presencia de valores altos de baja frecuencia y la amplia agrupación de valores más bajos de temperatura pero con altas frecuencias. Los diagramas Cuantil – Cuantil, muestran las concavidades de las rectas en los extremos de cada una, confirmando la distribución asimétrica hacia la derecha. Donde las observaciones tocan la recta, se evidencia un comportamiento paralelo a la misma, marcando cierta homogeneidad hacia las medidas centrales de las temperaturas.

Para los GGA (**Figura 4-14**), el análisis gráfico fue más contundente al exponer una heterogeneidad muy marcada de las observaciones. Un amplio número de observaciones con valores altos de GGA pero con pocas representaciones o frecuencias, asimetría hacia la derecha y la notoria concavidad de los datos en los diagramas Cuantil – Cuantil confirman la presencia de valores extremos que afectan la normalidad de los datos.

Figura 4-13. Histogramas, diagramas de caja y diagramas Cuantil – Cuantil para BHT corregidas topográficamente, calculadas con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR

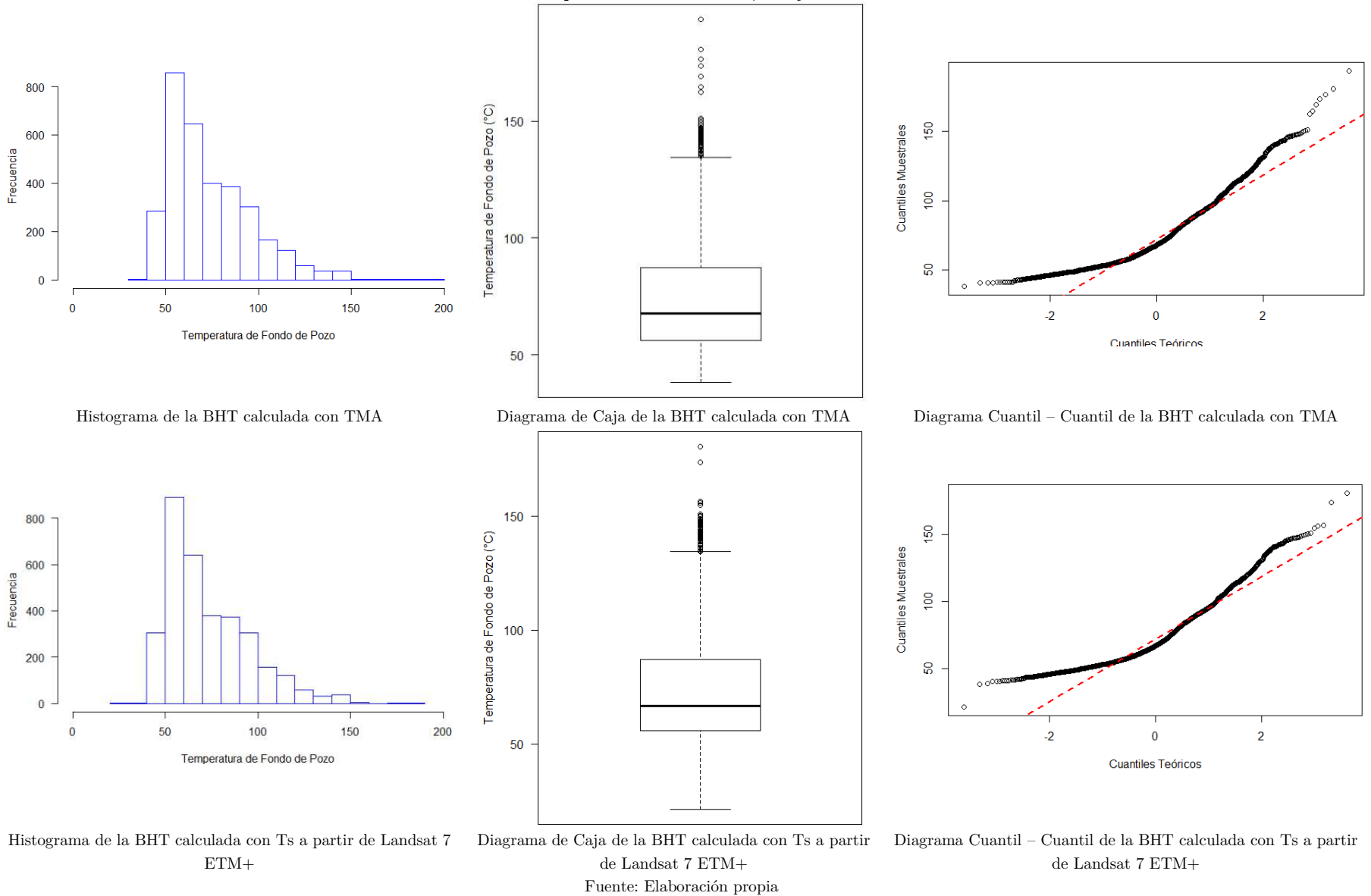
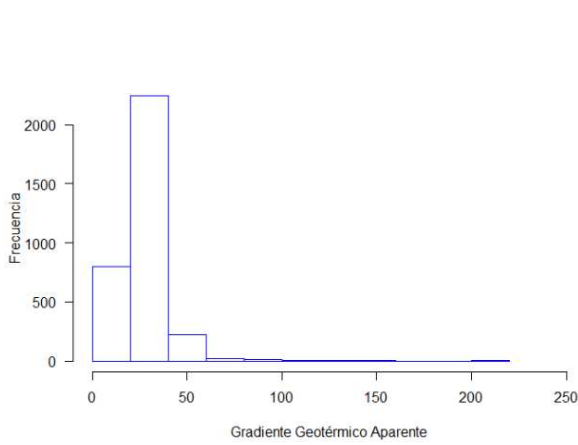
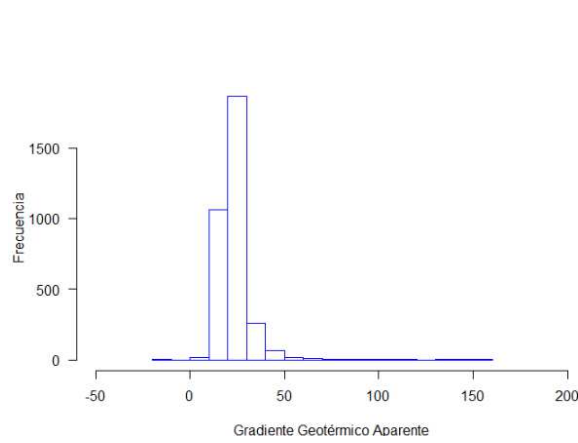


Figura 4-14. Histogramas, diagramas de caja y diagramas Cuantil – Cuantil para GGA corregidos topográficamente, calculados con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR



Histograma del GGA calculado con TMA



Histograma del GGA calculado con Ts a partir de Landsat 7 ETM+

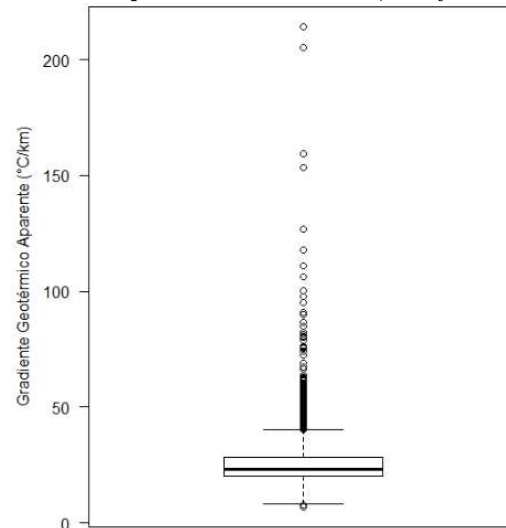


Diagrama de Caja del GGA calculado con TMA

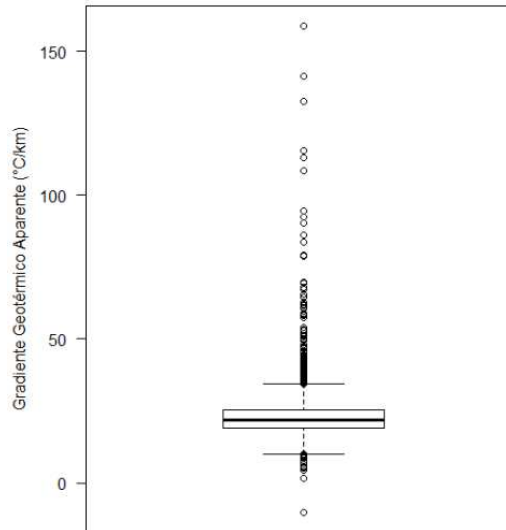


Diagrama de Caja del GGA calculado con Ts a partir de Landsat 7 ETM+

Fuente: Elaboración propia

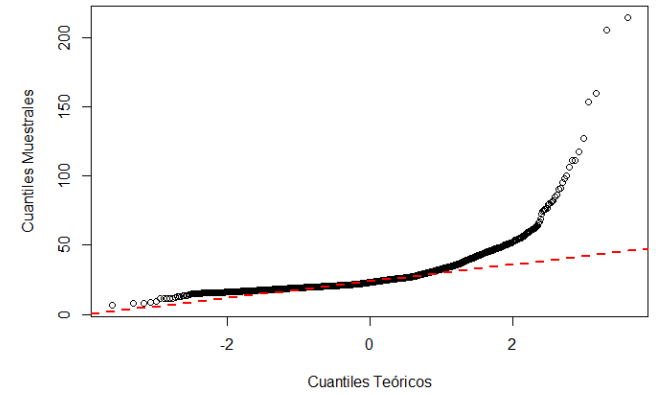


Diagrama Cuantil – Cuantil del GGA calculado con TMA

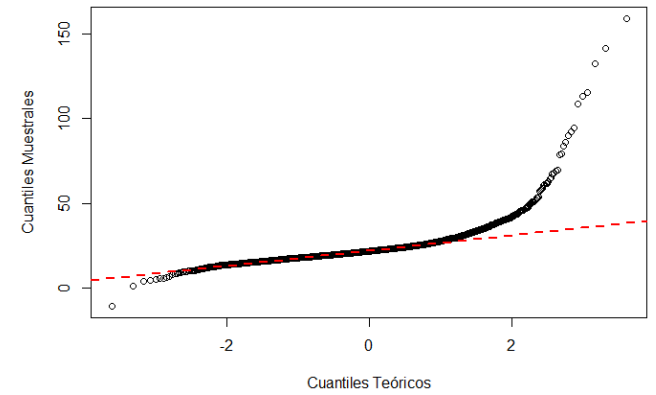
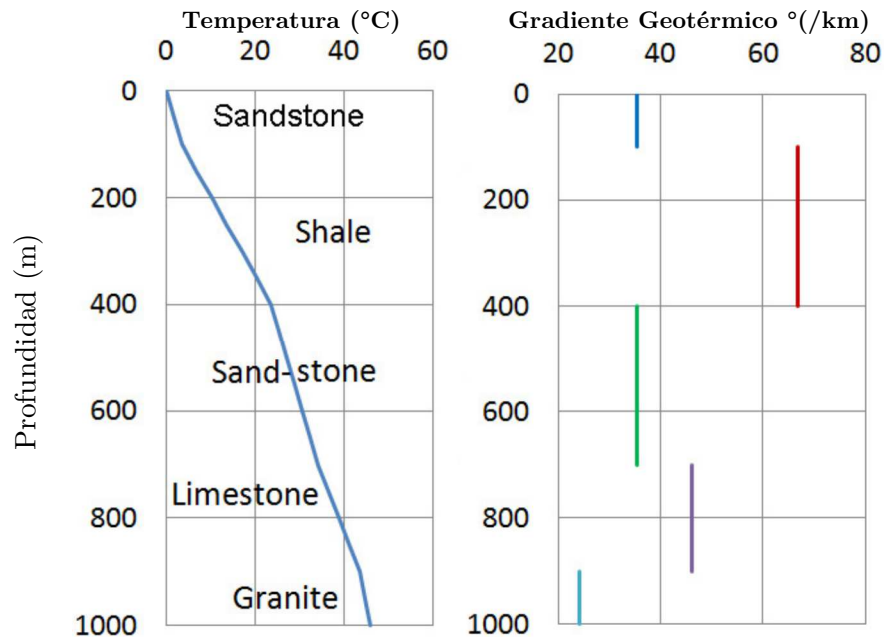


Diagrama Cuantil – Cuantil del GGA calculado con Ts a partir de Landsat 7 ETM+

### Eliminación de Atípicos

Aunque el análisis exploratorio tanto de los datos de las BHT y de los GGA corregidos topográficamente, corrobora la existencia de valores extremos para ambas variables, no necesariamente las observaciones alejadas de la centralidad de los datos corresponden técnicamente a un valor atípico. Geológicamente se debe tener en cuenta la composición de una cuenca sedimentaria, conformada generalmente por areniscas, esquistos, calizas y granitos en profundidad.

**Figura 4-15. Relación temperatura – gradiente geotérmico en función de la profundidad para litologías en cuencas sedimentarias**



Fuente: (Morgan & Scott 2014)

Los valores promedios aproximados que se muestran en la **Figura 4-15** para gradientes geotérmicos en cuencas sedimentarias, establecen que la relación profundidad – gradiente geotérmico debe ser inversamente proporcional (entre más profundo menor debe ser el gradiente geotérmico). A su vez, y teniendo en cuenta que el gradiente geotérmico más alto encontrado en la última versión del Mapa de Gradientes Geotérmicos (Alfaro et al. 2009), corresponde a 65,4 °C/km, se puede establecer que el corte para los valores de gradiente geotérmico en las cuencas sedimentarias objeto de estudio, no puede ser mayor a 80°C/km, debido a la ausencia de intrusivos y de ambientes ígneos cercanos a las cuencas sedimentarias del VMM, CO y LLOR que justifiquen alguna relación en el incremento sustancial de la variación de la temperatura en el subsuelo. Tomando como base lo anterior, en la **Tabla 4-9**, se relaciona un resumen de los valores atípicos eliminados del análisis.

**Tabla 4-9. Datos atípicos eliminados para GGA**

TMA			Ts a partir de Landsat 7 ETM+		
Cuenca	No.	Rango GGA (°C/km)	Cuenca	No.	Rango GGA (°C/km)
VMM	5	81.64 – 214.35	VMM	4	-10.30 < 0 83.84 – 158.86
CO	11		CO	8	
LLOR	2		LLOR	0	
Total	18		Total	12	

Fuente: Elaboración propia

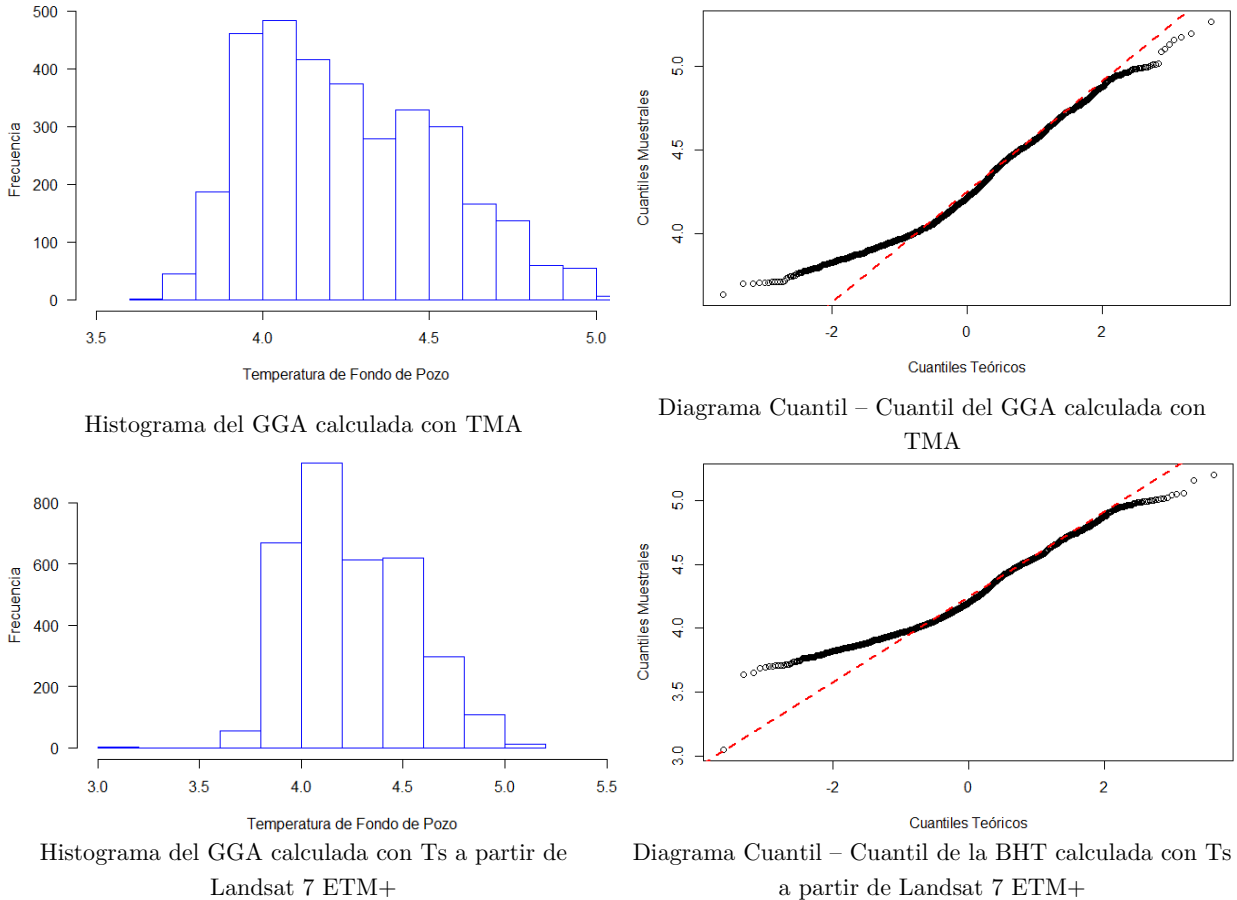
Identificados los valores atípicos, se eliminaron de las respectivas bases de datos, las cuales quedaron de la siguiente manera: 3285 observaciones de GGA corregido topográficamente y estimado con la TMA; y 3291 observaciones de GGA corregido topográficamente y calculado con la Ts a partir de Landsat ETM+.

#### 4.3.2. Transformación de los Datos

Al examinar los datos mediante el análisis exploratorio, se observó cierta tendencia de la función de logaritmo natural (lognormal) en las observaciones tanto de BHT, pero siendo más notorio para las observaciones de GGA. En los valores de BHT, la transformación de las observaciones se aplicó al conjunto total de datos. La transformación de los datos de GGA a una distribución logarítmica natural, se aplicó después de la eliminación de atípicos para evitar la variabilidad del conjunto total de observaciones.

Para las BHT, se encontró una mejoría en la distribución normal de los datos. La transformación a logaritmo natural, permitió que las variables mejoraran la distribución de las observaciones. Sin embargo, en los diagramas Cuantil – Cuantil, se aprecia una separación de los datos extremos en relación a la línea de tendencia de distribución. Esto refleja que en su totalidad, las observaciones no corresponden a una distribución enteramente lognormal. Los resultados gráficos que se obtuvieron para las BHT, se presentan en la **Figura 4-16**.

**Figura 4-16. Histogramas y diagramas Cuantil – Cuantil para BHT corregidas topográficamente y transformadas a una distribución lognormal, calculadas con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR**

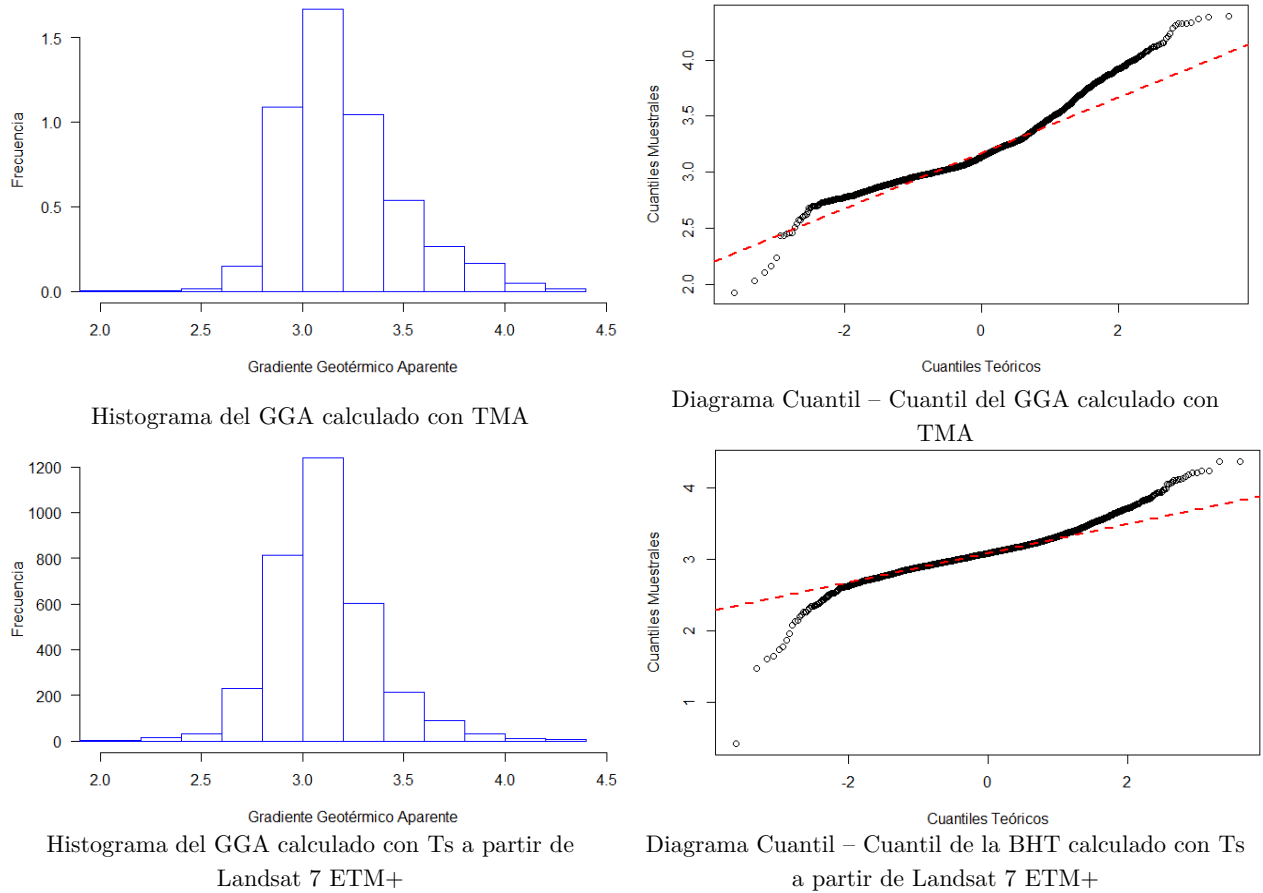


Fuente: Elaboración propia

En cuanto a los GGA, tanto la eliminación de los valores extremos como la transformación lognormal de los datos, permitió mejorar ostensiblemente la distribución de las observaciones. En los histogramas, se observa la tendencia gaussiana que guarda la centralidad de las medidas robustas de los datos. En los diagramas Cuantil – Cuantil, aunque se mejoró la concavidad de las curvas de normalidad de los datos, aun se observa un comportamiento cóncavo leve de la curva en comparación con la tendencia normal de los datos. A su vez, los valores extremos altos se redujeron notablemente, contralando dichos extremos de la curva pero manteniendo una tendencia no del todo normal para los datos. En los extremos de valores bajos, se aprecia una separación en relación a la línea de tendencia, marcando aun la presencia de valores atípicos en relación a las medidas de tendencia central. En la **Figura 4-17** se observan los análisis gráficos para las observaciones de GGA corregidas topográficamente, con eliminación de atípicos y transformando los datos a una distribución lognormal.



**Figura 4-17. Histogramas y diagramas Cuantil – Cuantil para GGA corregidos topográficamente y transformados a una distribución lognormal, calculados con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR**



Fuente: Elaboración propia

### 4.3.3. Análisis Estructural

En el análisis de la estructura de las observaciones, para cuantificar la mejor (entre mayor o menor) semejanza que existe entre pares de datos, se consideran los momentos de orden 2 como la principal fuente de contribución en la descripción elemental y operacional de la continuidad espacial. Esta caracterización, se realiza por medio de variogramas a la variable a predecir espacialmente. En la evaluación estructural a los datos de BHT y de GGA, se representaron los variogramas experimentales de las variables, el comportamiento de la anisotropía, la correlación de los variogramas teóricos ajustables a las observaciones y la validación del modelo obtenido.

#### Variograma Experimental

El variograma experimental estimado, corresponde al variograma global u omnidireccional, el cual depende no solamente de la dirección (tolerancia angular de 90°) sino también de la

magnitud de semivarianza en relación a la distancia. En la **Tabla 4-10**, se presentan los parámetros con los que fueron calculados los variogramas experimentales para las BHT y GGA corregidos topográficamente y calculadas con la TMA y la Ts a partir de Landsat 7 ETM+. Estos parámetros fueron ensayados con procesos de prueba y error, y se determinó tomar los mismos parámetros para ver el comportamiento de los modelos de BHT y GGA bajo las mismas condiciones de la variabilidad espacial.

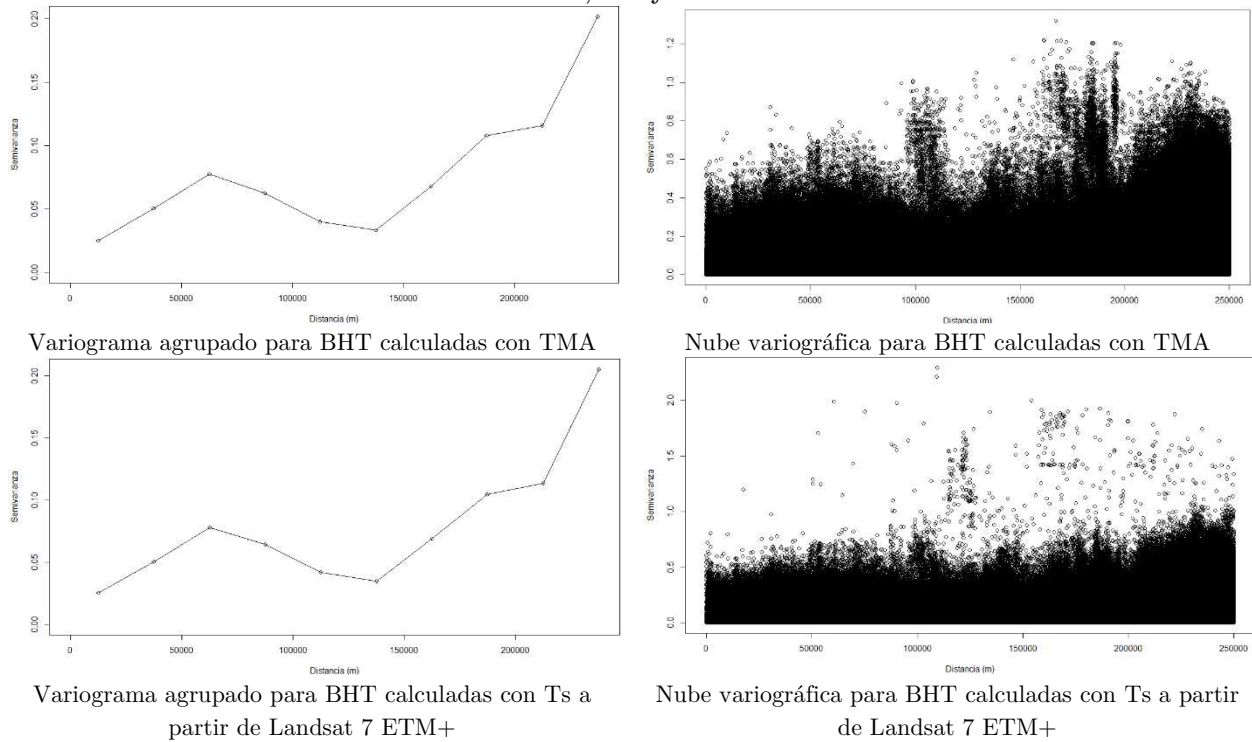
**Tabla 4-10. Parámetros de los variogramas experimentales**

	BHT con TMA	GGA con TMA	BHT con Ts	GGA con Ts
Tolerancia Angular	90° omnidireccional	90° Omnidireccional	90° Omnidireccional	90° Omnidireccional
Numero de Pasos (Lag)	10	10	10	10
Tamaño del Paso (Lag)	25000m	25000m	25000m	25000m
Tendencia	Constante	Constante	Constante	Constante
Estimador	Clásico	Clásico	Clásico	Clásico

Fuente: Elaboración propia

Los variogramas experimentales (agrupados y nube variográfica) calculados para las BHT corregidas topográficamente y estimadas con la TMA y la Ts a partir de Landsat 7 ETM+ se muestran en la **Figura 4-18**. Los variogramas agrupados resultantes, permiten observar que la varianza relativa  $\hat{\gamma}(h)$  contiene fluctuaciones (debido a valores muy altos) cuando aumenta la distancia. Las grandes distancias contenidas para los datos, se deriva del análisis geológico – geofísico que se debe tener en cuenta para la perforación de pozos de producción de hidrocarburos. Las perforaciones deben llevarse a cabo en cuencas sedimentarias, como las que son objeto de estudio y no en áreas de origen ígneo o volcánico, donde no se tenga acceso al recurso petrolífero en el país. A su vez, los variogramas muestran que el comportamiento en el origen es discontinuo, presentando un efecto pepita generalizado en la varianza. Para las BHT, la meseta no se estabiliza mientras la distancia aumenta, por lo cual no se tiene un rango definitivo. Esta ausencia de meseta, se observa debido a que la escala de observación corresponde a un tercio de la distancia máxima alcanzada en el variograma. El análisis de las nubes variográficas, permite ver que la variabilidad espacial de las observaciones para las BHT es mayor para las estimadas con TMA en relación con las calculadas con Ts a partir de Landsat ETM+. Esto señala que pares de observaciones son responsables de valores altos, indicando la fuerte presencia de datos atípicos evidenciando los datos diferentes de sus vecinos cercanos.

**Figura 4-18. Variogramas experimentales para BHT corregidas topográficamente y transformadas a una distribución lognormal, calculados con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR**

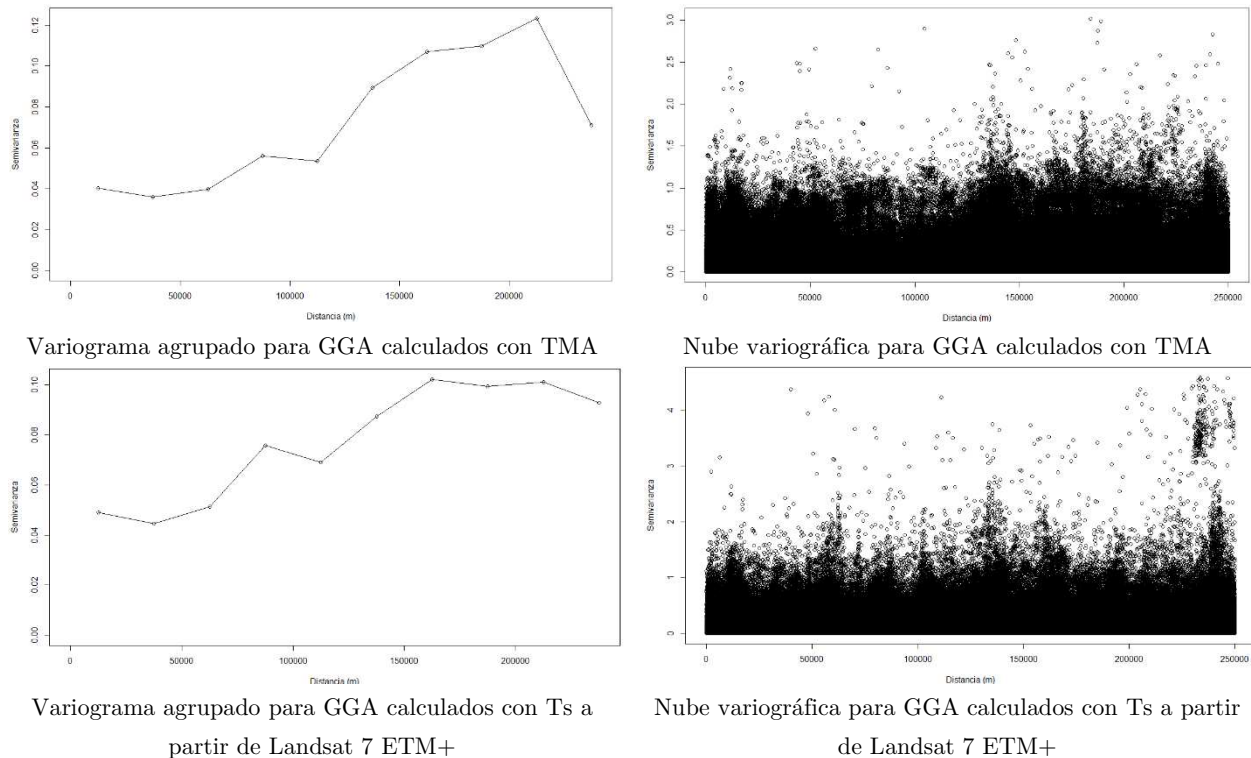


Fuente: Elaboración propia

Evaluando los variogramas agrupados logrados, se aprecia una fluctuación fuerte con relación a los GGA calculados con la TMA a medida que la distancia se incrementa. En contraposición, los GGA estimados con la Ts a partir de Landsat 7 ETM+, permiten observar que se tienen pocas variaciones tan marcadas y se alcanza una estabilidad en el rango al final de la distancia máxima del variograma experimental (250000 m). La nube variográfica para la semivarianza de los pares de observaciones de GGA encontrados con Ts a partir de Landsat 7 ETM+, presenta al final de la mayor distancia, la influencia de valores extremos para el gradiente. En cuanto a los GGA hallados con la TMA, el variograma es más constante pero alejado del variograma experimental.

La representación de los variogramas experimentales para los GGA, se realizó aplicando una transformación lognormal a los datos y teniendo en cuenta el criterio técnico para la eliminación de gradientes geotérmicos aparentes corregidos por el efecto de la topografía, los cuales son mayores a  $80^{\circ}\text{C/km}$  y están presentes en cuencas sedimentarias. Los variogramas experimentales (agrupados y nube variográfica) calculados para los GGA corregidos topográficamente y estimados con la TMA y la Ts a partir de Landsat 7 ETM+ se exponen en la **Figura 4-19**.

**Figura 4-19. Variogramas experimentales para GGA corregidas topográficamente, sin atípicos y transformados a una distribución lognormal, calculados con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR**



Fuente: Elaboración propia

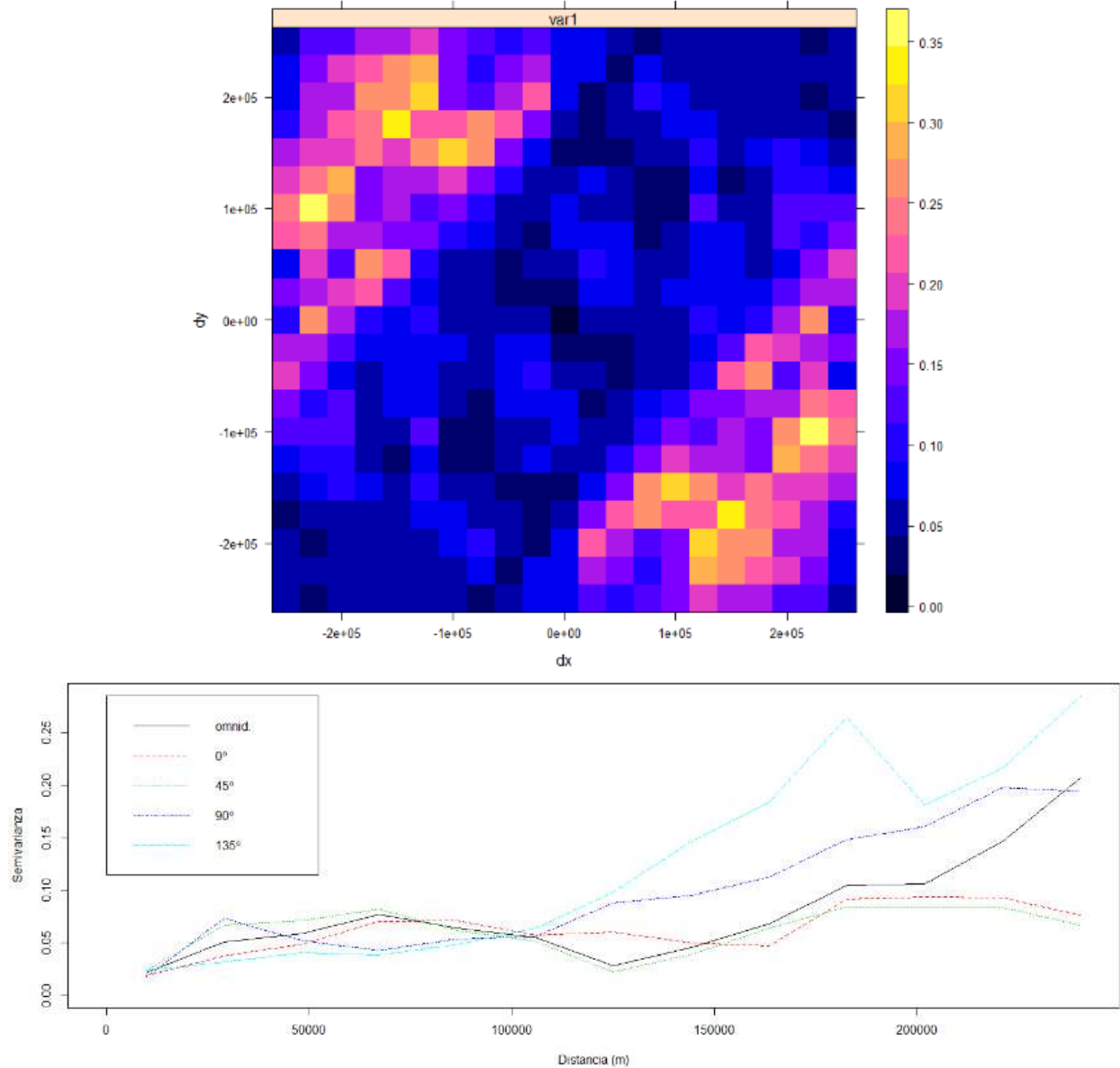
### Anisotropía

El comportamiento de la variable objeto de estudio en distintas direcciones, puede ser analizado mediante los mapas variográficos. La presencia de anisotropía geométrica en alguna de las direcciones evaluadas permite confirmar la variabilidad espacial de las BHT y los GGA en las cuencas sedimentarias. El mapa variográfico permite observar comportamientos espaciales isotrópicos para ambos cálculos. Direccionalmente los mapas son simétricos, representando la correlación espacial con cualquier eje que se tome como referencia.

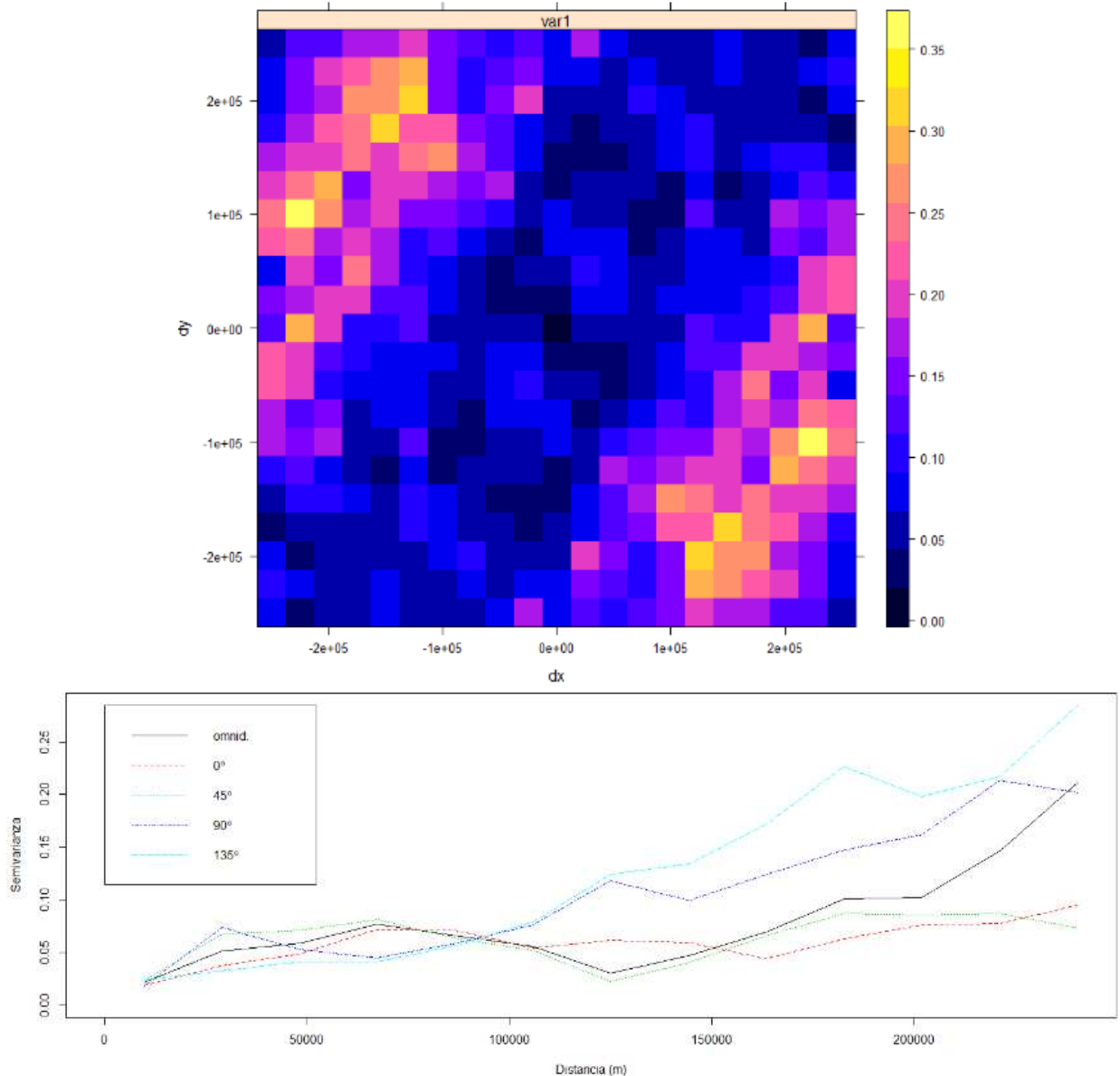
En las BHT calculadas con TMA, los variogramas direccionales evaluados a  $0^\circ$  (N – S),  $45^\circ$  (NE – SO),  $90^\circ$  (E – O) y  $135^\circ$  (NO – SE), infieren que el efecto pepita o los nuggets son similares en las cuatro direcciones. Las mesetas alcanzan valores menores en  $0^\circ$  y  $45^\circ$  comparadas con las otras dos direcciones, mostrando a su vez un comportamiento muy variable a distancias mayores. Para las BHT estimadas con Ts a partir de Landsat 7 ETM+, se tienen las mismas características en las direcciones de  $0^\circ$  y  $45^\circ$  (en referencia los alcances de las mesetas, siendo menores que las otras dos direcciones), confirmando así el efecto

isotrópico mencionado anteriormente. En la **Figura 4-20**, se aprecian los mapas del variograma para las BHT estimadas con TMA y la Ts a partir de Landsat 7 ETM+.

**Figura 4-20.** Mapa del variograma y variogramas direccionales para BHT corregidas topográficamente y transformadas a una distribución lognormal, calculados con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR



Mapa del variograma para BHT calculadas con TMA y Variograma direccional (direcciones: 0°, 45°, 90° y 135°) para BHT calculadas con TMA

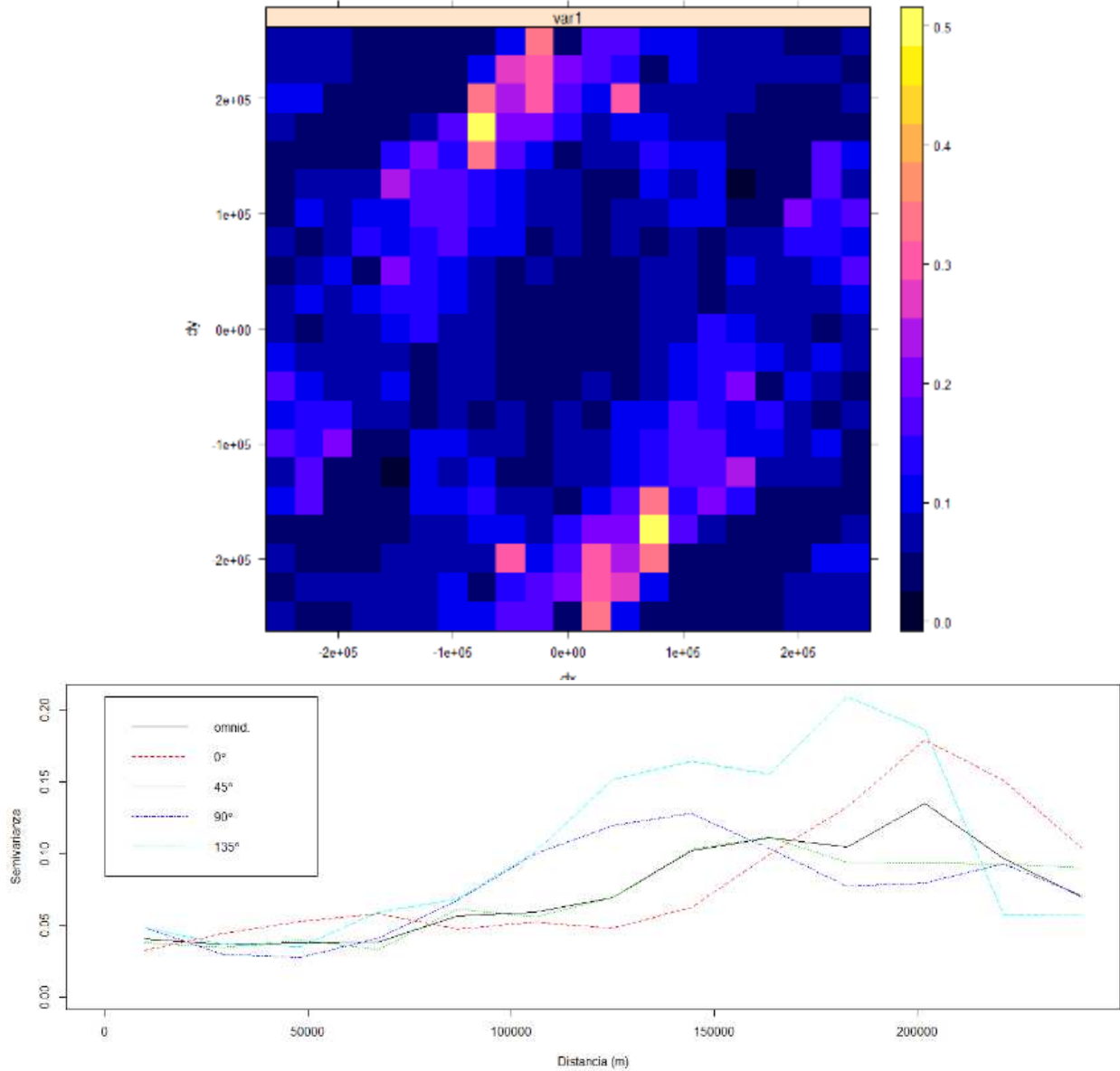


Mapa del variograma para BHT calculadas con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ y Variograma direccional (direcciones: 0°, 45°, 90° y 135°) para BHT calculadas con Ts a partir de Landsat 7 ETM+  
Fuente: Elaboración propia

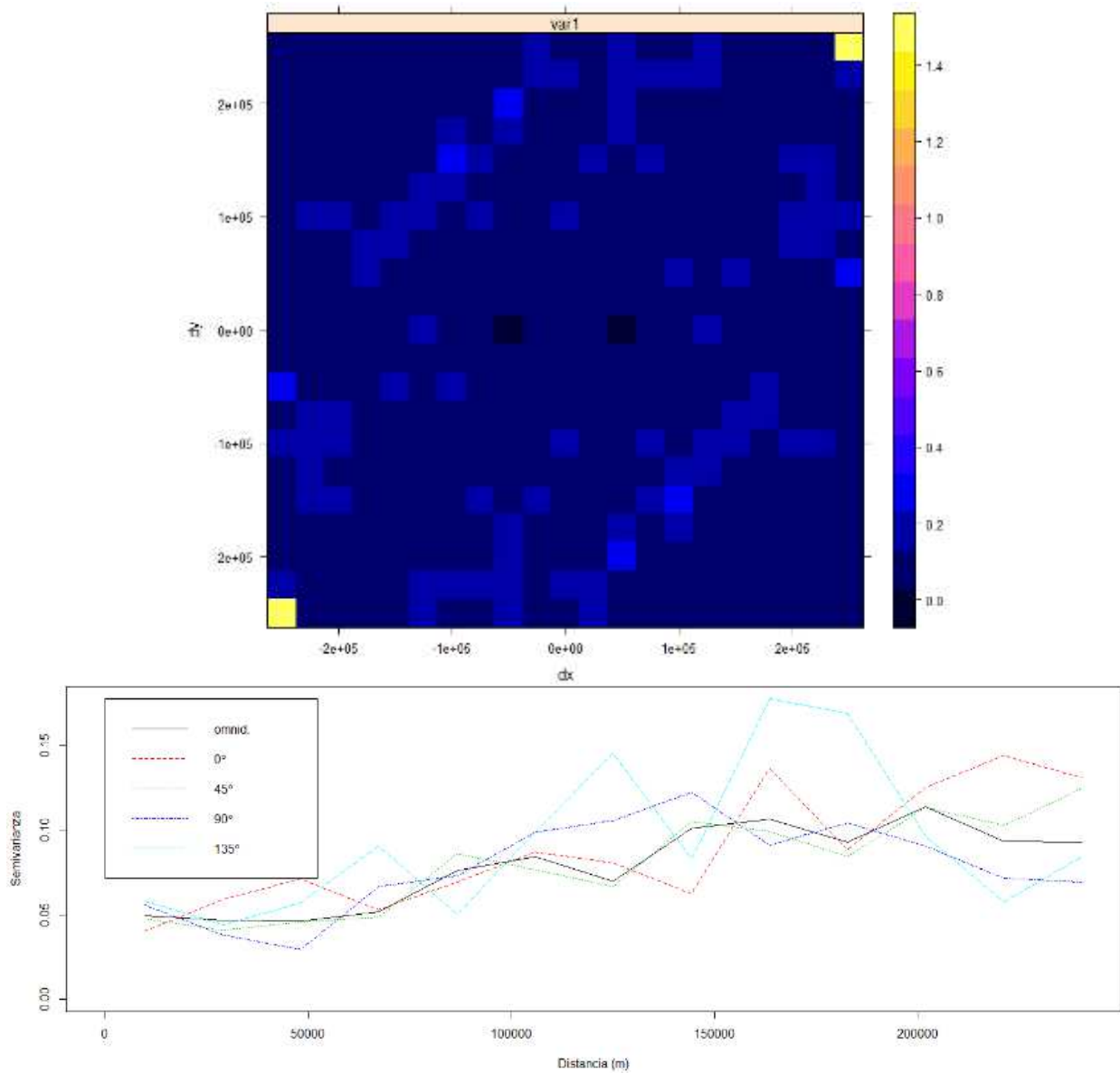
El efecto de la correlación espacial en los GGA caracterizado por medio de los variogramas direccionales (**Figura 4-21**), muestra que los GGA estimados con TMA, el efecto pepita esta diferenciado para cada dirección pero guardando proporción en su origen. Las mesetas aunque son muy diferentes entre sí, alcanzan valores más altos en las direcciones N – S y NO – SE, correspondientes a 0° y 135° respectivamente, teniendo una mayor varianza estructural. Los mapas variográficos, validan la correspondencia de los niveles de isotropía encontrados espacialmente. En cuanto a los GGA calculados con Ts a partir de Landsat 7 ETM+, el mapa variográfico evidencia la existencia de correlación isotrópica espacial.

Aunque el nugget es variable en rangos cercanos, el variograma direccional muestra que en las direcciones de  $45^\circ$ ,  $90^\circ$  y  $135^\circ$  las mesetas se alcanzan en valores menores.

Figura 4-21. Mapas del variograma y variogramas direccionales para GGA corregidas topográficamente, sin atípicos y transformados a una distribución lognormal, calculados con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR



Mapa del variograma para GGA calculados con TMA y Variograma direccional (direcciones:  $0^\circ$ ,  $45^\circ$ ,  $90^\circ$  y  $135^\circ$ ) para GGA calculados con TMA



Mapa del variograma para GGA calculados con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ y Variograma direccional (direcciones: 0°, 45°, 90° y 135°) para GGA calculados con Ts a partir de Landsat 7 ETM+

Fuente: Elaboración propia

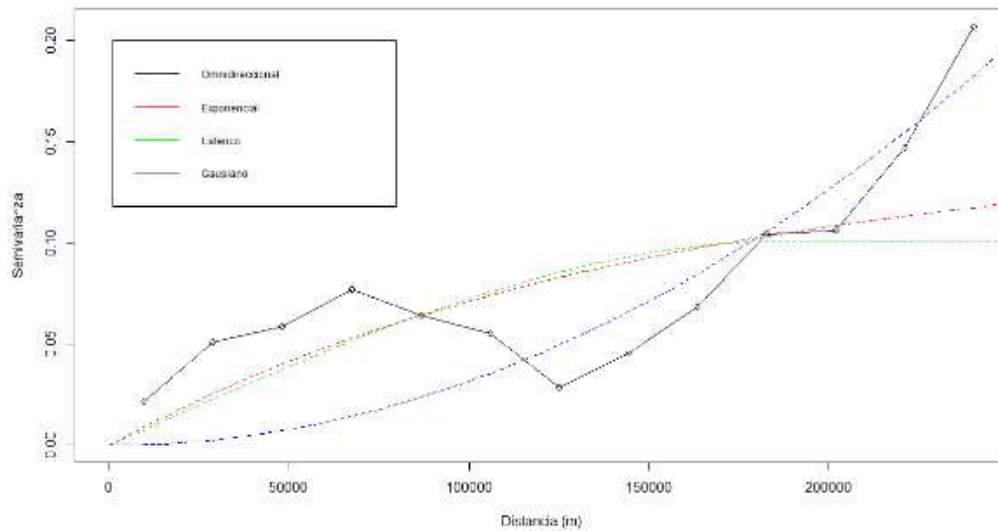
### **Variograma Teórico**

El ajuste del variograma experimental se realizó por medio de las funciones analíticas de los variogramas teóricos de los modelos esférico (meseta igual al rango), exponencial (meseta asintótica) y gaussiano (meseta asintótica con un nugget tendiente a avanzar en mayor distancia del origen 0). Estos modelos son transicionales debido a que la estimación de la meseta está incluida en la modelación. En las BHT estimadas con TMA, se denota que el alcance teórico de la meseta es similar hasta el rango de 175000 m, mientras que para el modelo gaussiano no se alcanza dentro del límite de la escala de observación de la

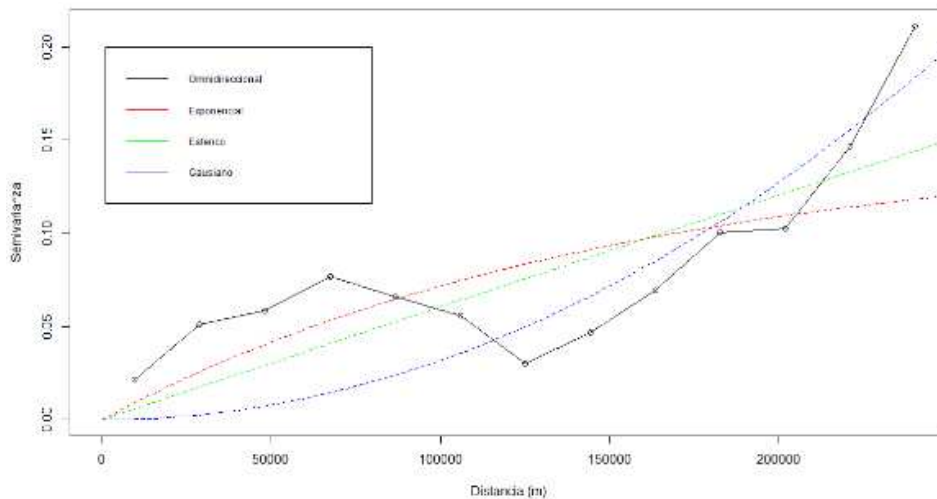


semivarianza. Así mismo, este comportamiento se observa en las BHT calculadas con Ts a partir de Landsat 7 ETM+, donde los modelos esférico y exponencial alcanzan mesetas en rangos similares (165000 m), con un leve incremento de la misma para el modelo esférico. El modelo gaussiano no alcanza una meseta definida para la semivarianza evaluada. En la **Figura 4-22**, se caracterizan los modelos de los variogramas teóricos para BHT calculadas con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+.

**Figura 4-22. Variogramas teóricos para BHT corregidas topográficamente y transformados a una distribución lognormal, calculadas con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR**



Variograma teórico (exponencial, esférico, gaussiano) para BHT calculadas con TMA

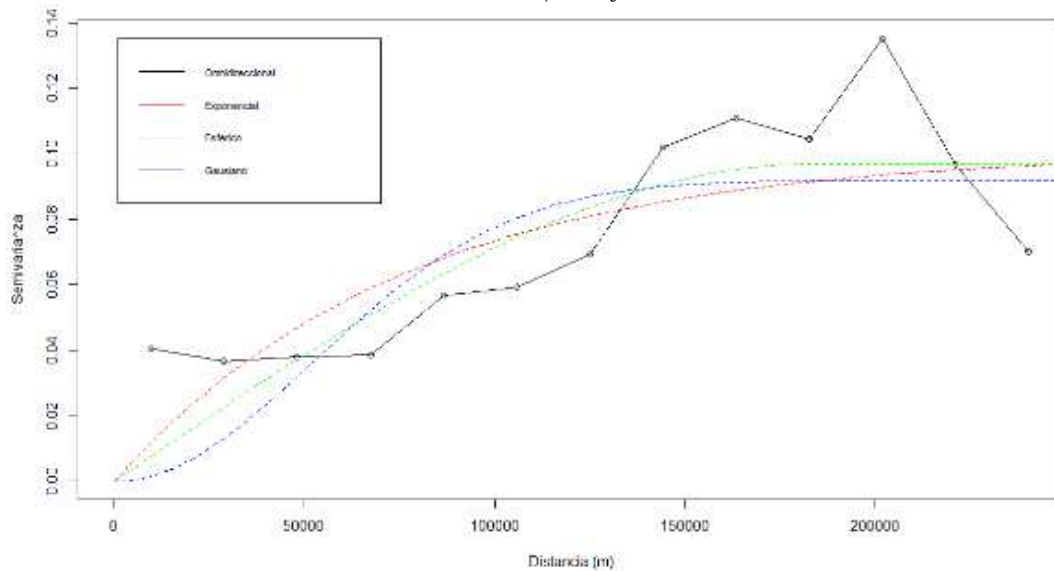


Variograma teórico (exponencial, esférico, gaussiano) para BHT calculadas con Ts a partir de Landsat 7 ETM+  
Fuente: Elaboración propia

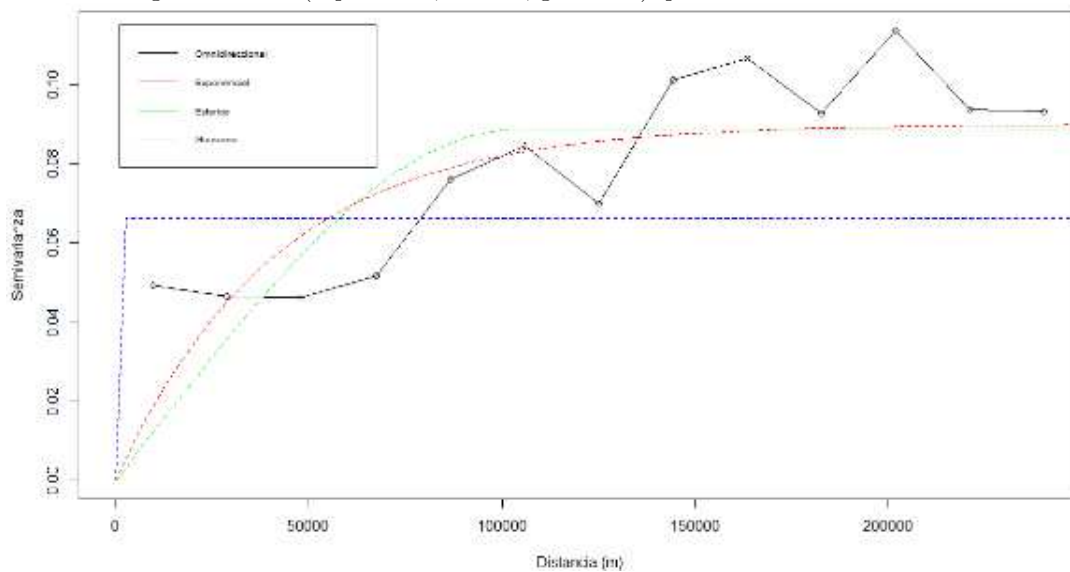
El ajuste teórico para los GGA a partir de los modelos definidos se presenta en la **Figura 4-23**. En los GGA calculados con TMA, el ajuste de los tres modelos es muy similar,

alcanzando las mesetas en los 90000 m, siendo variogramas estacionarios con comportamiento horizontal. Para los GGA estimados con Ts a partir de Landsat 7 ETM+, el comportamiento del modelo gaussiano se destaca por la verticalidad de la semivarianza en la distancia origen, alcanzado la meseta a una distancia de 0m. En cuanto a los modelos esférico y exponencial, las mesetas se obtienen a los 75000 m y 100000 m respectivamente, siendo variogramas estacionarios a partir de la horizontalidad de la meseta desde estas distancias.

**Figura 4-23. Variogramas teóricos GGA corregidos topográficamente, sin atípicos y transformados a una distribución lognormal, calculados con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR**



Variograma teórico (exponencial, esférico, gaussiano) para GGA calculados con TMA



Variograma teórico (exponencial, esférico, gaussiano) para GGA calculados con Ts a partir de Landsat 7 ETM+

Fuente: Elaboración propia

### **Validación Cruzada**

La validación cruzada de las estimaciones a predecir, permite aseverar si el modelo del variograma teórico, describe de forma correcta que la dependencia espacial del valor predicho sea cercano al valor real. En la metodología de la validación cruzada, se elimina un valor de la variable a estimar, luego se calcula el variograma teórico ajustado donde a partir de este, se obtiene el valor predicho de la observación eliminada.

Para seleccionar el mejor modelo teórico, se tuvieron en cuenta dos criterios estadísticos de evaluación: el Error Medio Cuadrático Estandarizado (RMSS por sus siglas en ingles), el cual debe ser igual o tender a cero (0). Si los valores del RMSS son mayores a 1, se están subestimando la variabilidad de las predicciones. En cambio, si los valores del RMSS son menores a 1, se están sobrestimando la variabilidad en las predicciones. El otro criterio de evaluación a tener en cuenta, corresponde al porcentaje de datos rechazados, el cual no debe ser mayor al 5%.

En la **Tabla 4-11**, se observan los estadísticos RMSS para cada uno de los modelos de los variogramas teóricos para las BHT corregidas topográficamente. Tanto para las BHT calculadas con TMA como Ts a partir de Landsat 7 ETM+, se obtuvo que el variograma teórico del modelo gaussiano, es el que mejor representa estas variables. El número de observaciones aceptadas correspondió a 3303, con lo cual se obtuvo un 0% de datos rechazados. Al obtener un RMSS por encima de 1, se deduce que la variabilidad de las predicciones se está subestimando para las BHT.

**Tabla 4-11. Criterios de la validación cruzada para los variogramas teóricos de las BHT corregidas topográficamente**

Variable	Modelo Variograma Teórico	No. de Observaciones aceptadas	Porcentaje de datos rechazados (< 5%)	Error Medio Cuadrático Estandarizado (RMSS = 0)
BHT con TMA	Esférico	3303	0%	1.137245
	Exponencial			1.155564
	Gaussiano			<b>1.099185</b>
BHT con Ts (Landsat 7 ETM+)	Esférico	3303	0%	1.148440
	Exponencial			1.170519
	Gaussiano			<b>1.113677</b>

Fuente: Elaboración propia

Con los RMSS hallados para los GGA corregidos topográficamente (**Tabla 4-12**), se evidencia que al igual que las BHT, el modelo gaussiano es el que mejor caracteriza

especialmente los GGA calculados con TMA y con Ts a partir de Landsat 7 ETM+. Teniendo en cuenta que los RMSS encontrados son mayores a 1, se denota que se están subestimando la variabilidad de las predicciones.

**Tabla 4-12. Criterios de la validación cruzada para los variogramas teóricos de los GGA corregidos topográficamente**

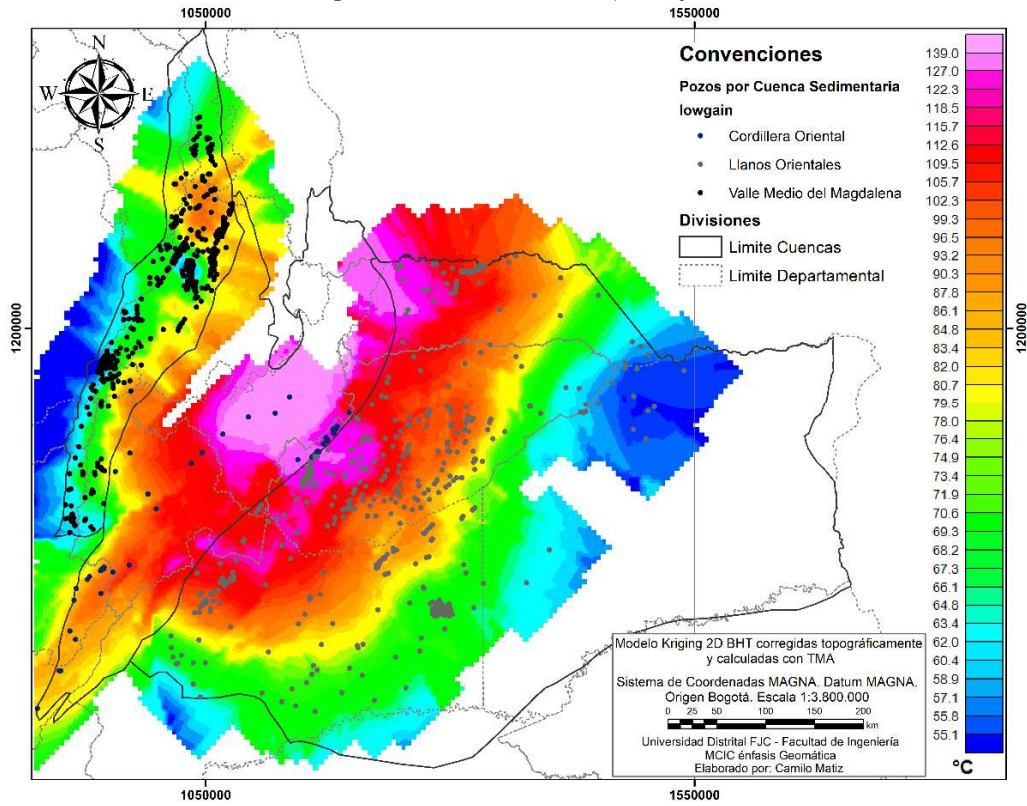
Variable	Modelo Variograma Teórico	No. de Observaciones aceptadas	Porcentaje de datos rechazados (< 5%)	Error Medio Cuadrático Estandarizado (EMCE = 0)
GGA con TMA	Esférico	3285	0%	1.153584
	Exponencial			1.090611
	Gaussiano			<b>1.016319</b>
GGA con Ts (Landsat 7 ETM+)	Esférico	3291	0%	1.167388
	Exponencial			1.095529
	Gaussiano			<b>1.030567</b>

Fuente: Elaboración propia

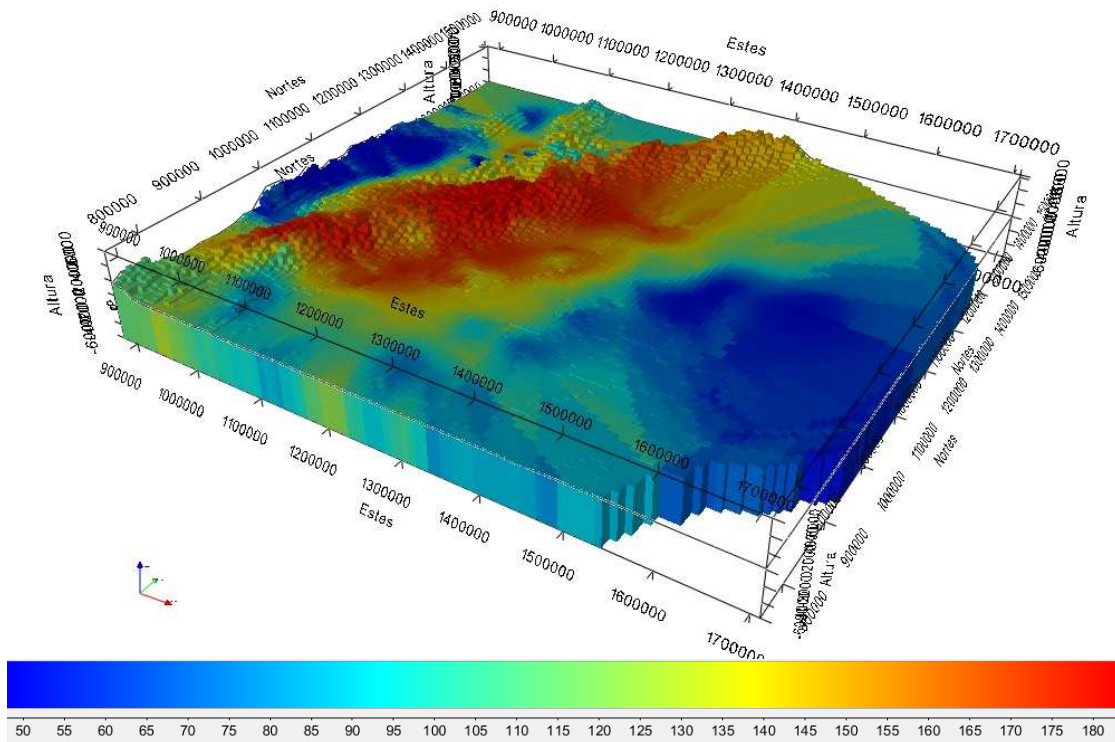
#### 4.3.4. Interpolación Kriging

Con el análisis exploratorio y el análisis estructural aplicado a las observaciones, se generaron superficies y volúmenes de estimación mediante el interpolador lineal Kriging Ordinario. Este interpolador tiene en cuenta la distancia entre las observaciones, el peso de los puntos y la estructura espacial de la variable que se representa. Las incertidumbres del modelo estimado, se obtienen como las desviaciones estándar del mismo. Todas las representaciones se generaron a partir del mejor variograma teórico que ajusto al variograma experimental de los datos: el modelo gaussiano. La característica más relevante en la caracterización del modelo estimado, corresponde a la grilla de representación en función del tamaño de celda o pixel. En el modelamiento Kriging 2D, el tamaño de celda fue de 5000 m (tanto X como en Y). Para el modelamiento 3D, la grilla está compuesta por voxels, que representan la unidad mínima cubica para la generación de grillas volumétricas. La dimensión del voxel utilizado en el modelamiento Kriging 3D fue de 5000 m en X, 5000 m en Y, y 1000 m en Z. En la **Figura 4-24** y **Figura 4-25**, se observan los modelos Kriging 2D y 3D para las BHT corregidas topográficamente y calculadas con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ respectivamente. Las grillas 2D permiten relacionar las anomalías positivas de BHT (tanto para las calculadas con TMA como las estimadas con Ts a partir de Landsat 7 ETM+) hacia la zona central y norte de la cuenca Cordillera Oriental y el sector noroccidental de la cuenca Llanos Orientales, siendo coincidente estos valores de altas temperaturas con el afloramiento del basamento Paleozoico presente en la cuenca Llanos Orientales.

Figura 4-24. Modelos Kriging 2D y 3D para las BHT corregidas topográficamente y calculadas con TMA para las cuencas VMM, CO y LLOR

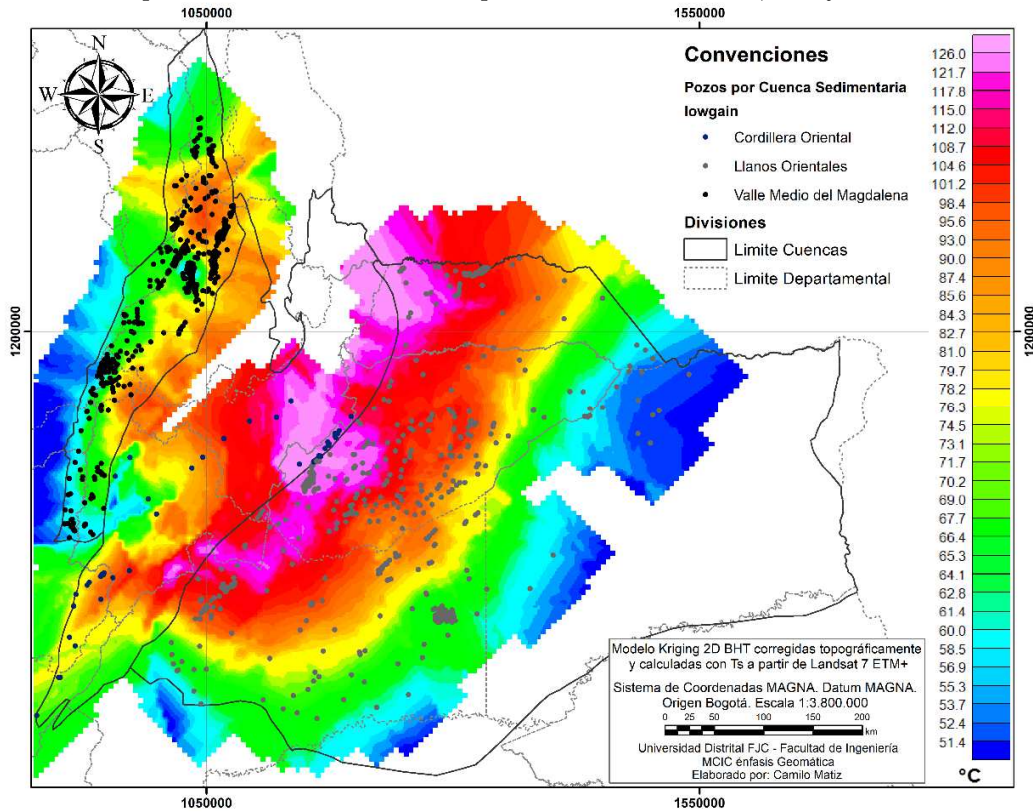


BHT con TMA interpolado por el método Kriging 2D

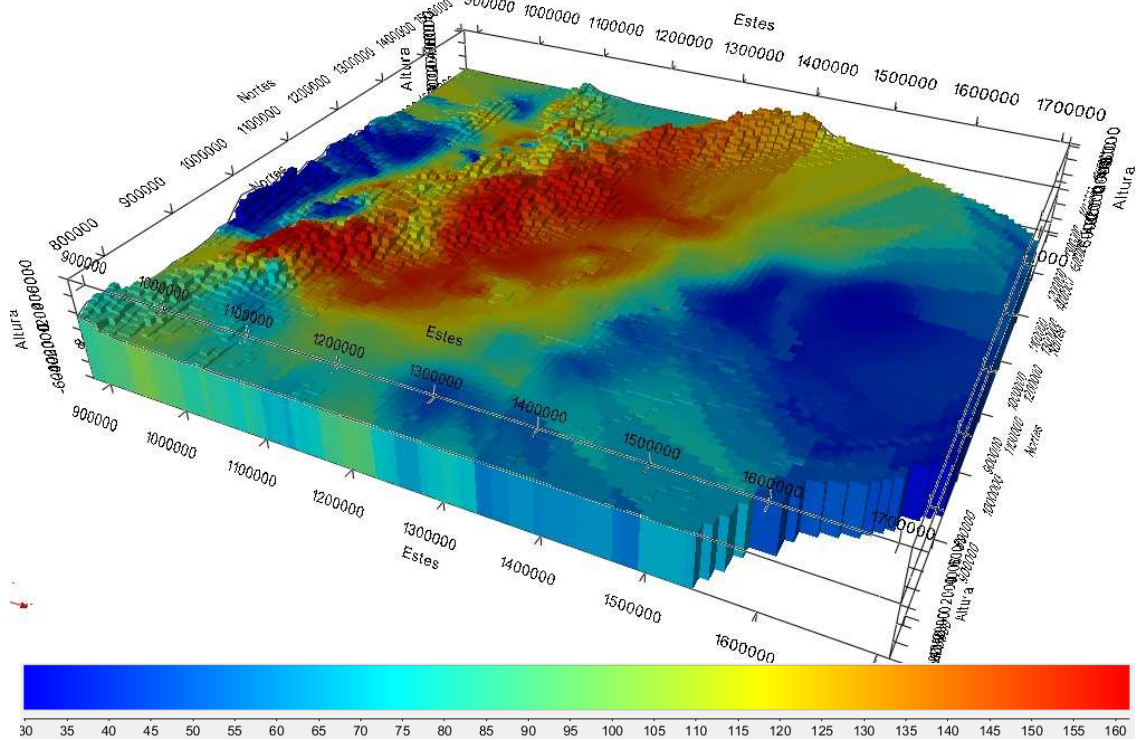


Fuente: Elaboración propia

Figura 4-25. Modelos Kriging 2D y 3D para las BHT corregidas topográficamente y calculadas Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR



BHT con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ interpolado por el método Kriging 2D



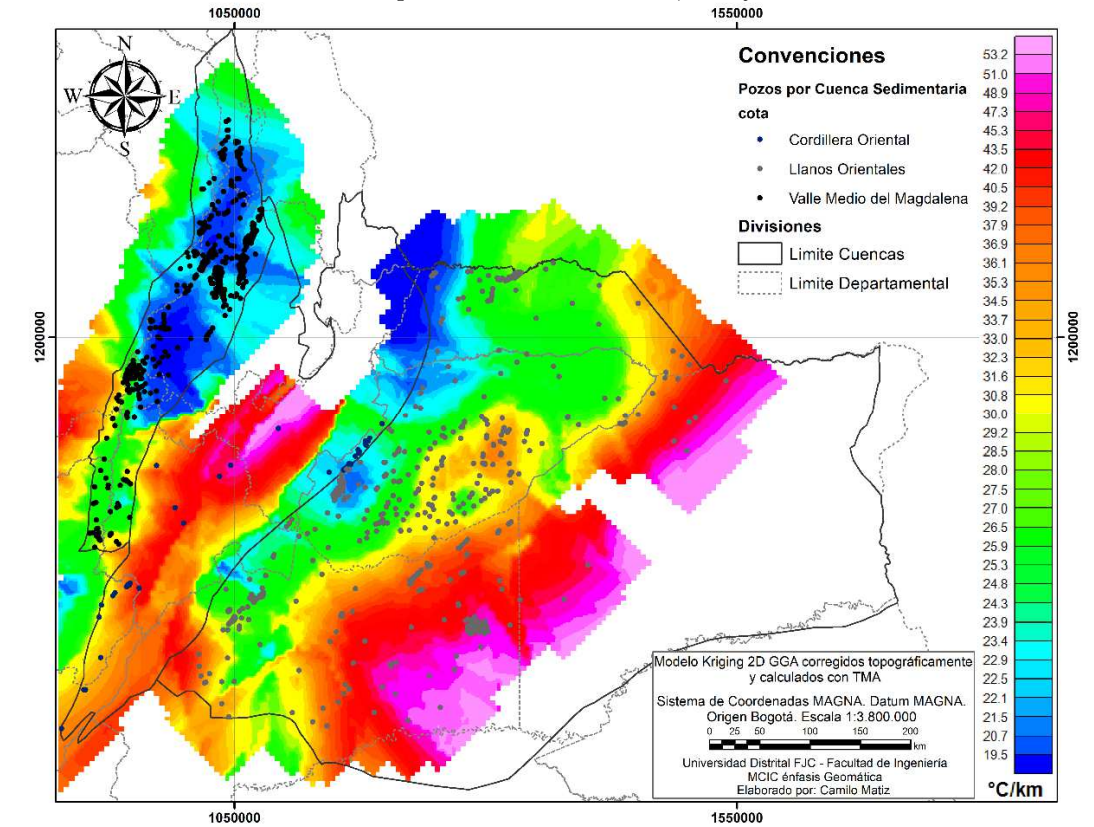
BHT con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ interpolado por el método Kriging 3D

Fuente: Elaboración propia

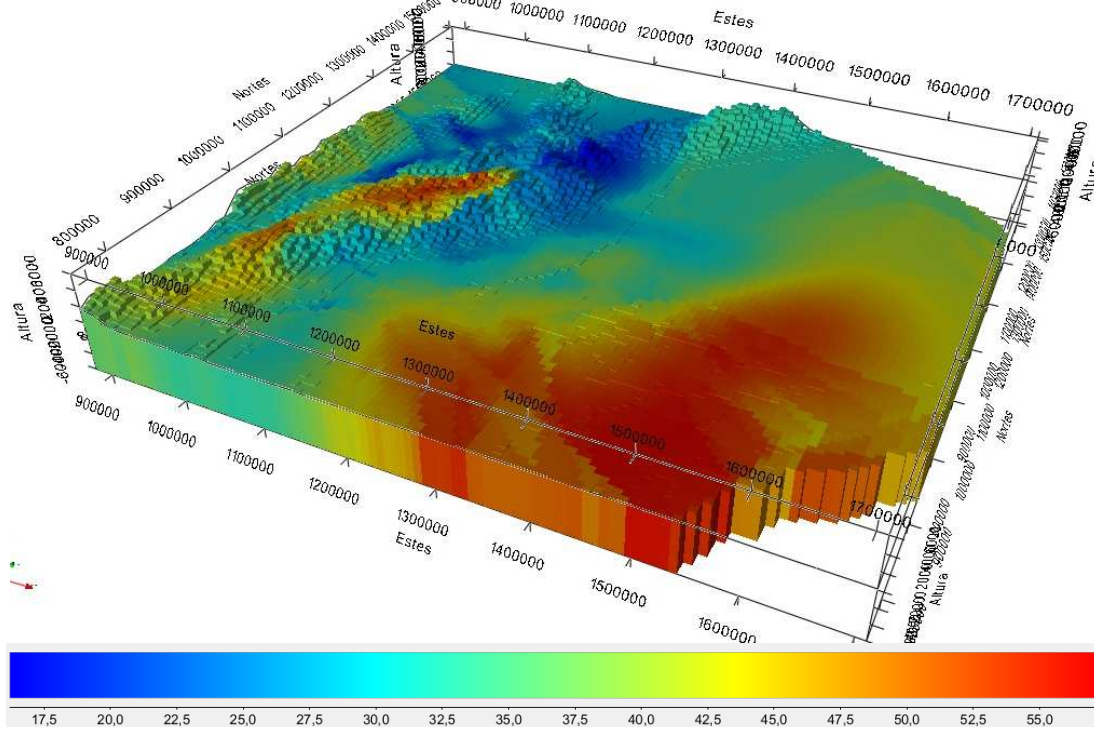
La zona central de la cuenca Valle Medio del Magdalena, denota sectores con temperaturas altas sin ser anomalías y hacia el sur de la cuenca, se concentran zonas de temperaturas medias. En el sector occidental de la cuenca Valle Medio del Magdalena y el sector oriental de la cuenca Llanos Orientales, se presentan anomalías negativas de BHT, las cuales se asocian al efecto de borde del modelo interpolado. Las representaciones del modelamiento Kriging 3D, bajo los dos métodos de estimación (TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+), son muy similares. Las anomalías se concentran en toda la parte alta de la cuenca Cordillera Oriental, disminuyendo hacia el oriente al finalizar el piedemonte llanero en la cuenca Llanos Orientales. Hacia la cuenca Valle Medio del Magdalena, se concentran valores de BHT medios con anomalías negativas de BHT, ligadas al efecto de borde del método e interpolación.

Para los GGA, se observan las grillas y volúmenes obtenidos en la **Figura 4-26** y **Figura 4-27**. En el modelamiento 2D del GGA calculado con TMA, se observa una variación de la temperatura ligada con una anomalía positiva de GGA en función del afloramiento del basamento cristalino en sentido occidente – oriente en la cuenca Llanos Orientales. El sector central de la cuenca Cordillera Oriental, también se presentan anomalías positivas de GGA en sentido suroccidente – nororiental, enmarcado entre los Sistema de Fallas de Bituima y La Salina y el Sistema de Fallas Guaicaramo. En la cuenca Valle Medio del Magdalena, se evidencian anomalías negativas con valores bajos de GGA, situados al occidente del departamento de Santander. En los GGA estimados con Ts a partir de Landsat 7 ETM+, las anomalías positivas se concentran en la cuenca Llanos Orientales, desde el centro de la cuenca en sentido norte – sur y en el margen central y sur de la cuenca Cordillera Oriental. El sector más nororiental de la cuenca Llanos Orientales, concentra anomalías negativas con datos de bajos GGA. La cuenca Valle Medio del Magdalena, asocia valores medios de GGA, sin anomalías negativas. En los modelos Kriging 3D, se denota el mismo comportamiento que en el modelamiento 2D. Las anomalías positivas, de altos GGA se concentra en la parte más suroriental de la cuenca Llanos Orientales y la zona intermedia de la cuenca Cordillera Oriental. Una anomalía negativa, con observaciones bajas de GGA, se concatena en la parte más norte de las cuencas Cordillera Oriental y Valle Medio del Magdalena. En el volumen 3D del Kriging estimado con Ts a partir de Landsat 7 ETM+, en el área nororiental de la cuenca Llanos Orientales, se observa una estimación de anomalías negativas con algunos focos de GGA altos que delimitan el Sistema de Fallas Guaicaramo.

Figura 4-26. Modelos Kriging 2D y 3D para los GGA corregidos topográficamente y calculados con TMA para las cuencas VMM, CO y LLOR



GGA con TMA interpolado por el método Kriging 2D



GGA con TMA interpolado por el método Kriging 3D

Fuente: Elaboración propia





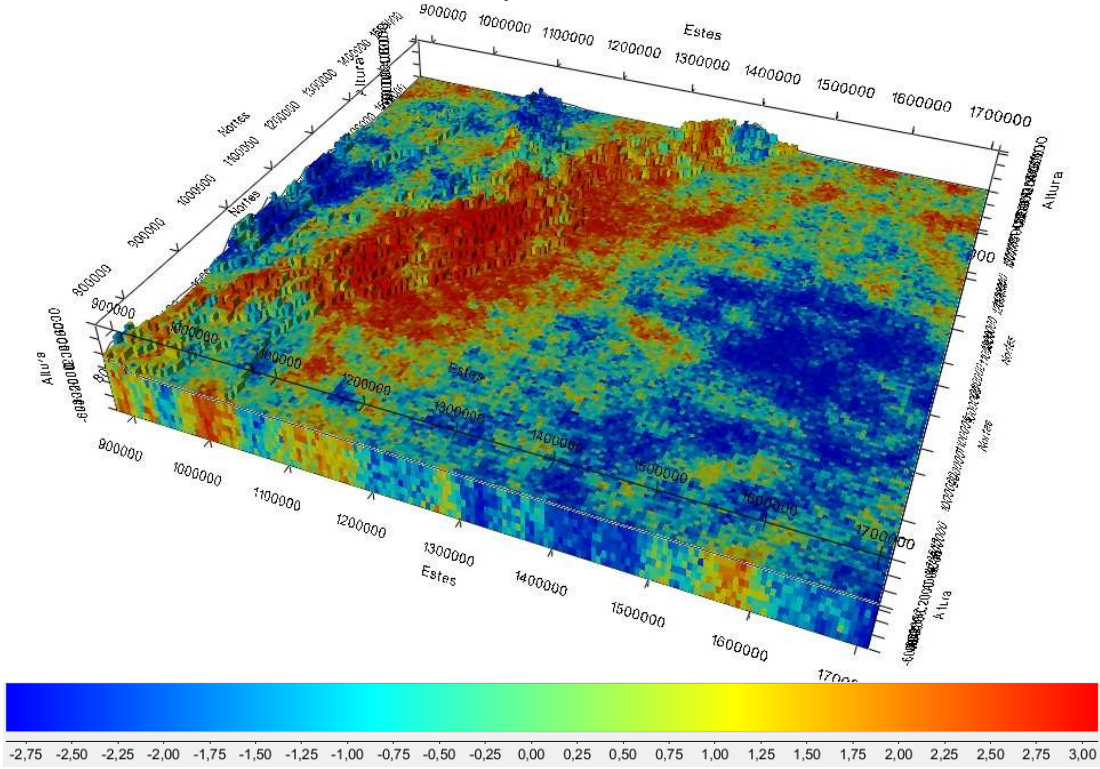
#### 4.3.5. Simulación Gaussiana Secuencial – SGS

Los resultados alcanzados bajo este método, contienen la transformación anamorfosis gaussiana, que permite llevar los datos a una distribución completamente gaussiana (media=0 y varianza=1). En la generación de la grilla, se trabajó una simulación estocástica que genere múltiples superficies equiprobables de las BHT y del GGA, donde al transformar la observación, en cada nodo estimado de la grilla, mediante la SGS, se seleccionó una desviación aleatoria en función de la distribución normal (anamorfosis gaussiana), de acuerdo a un número aleatorio uniforme que represento el nivel de probabilidad de la distribución normal aplicada como transformación a las observaciones.

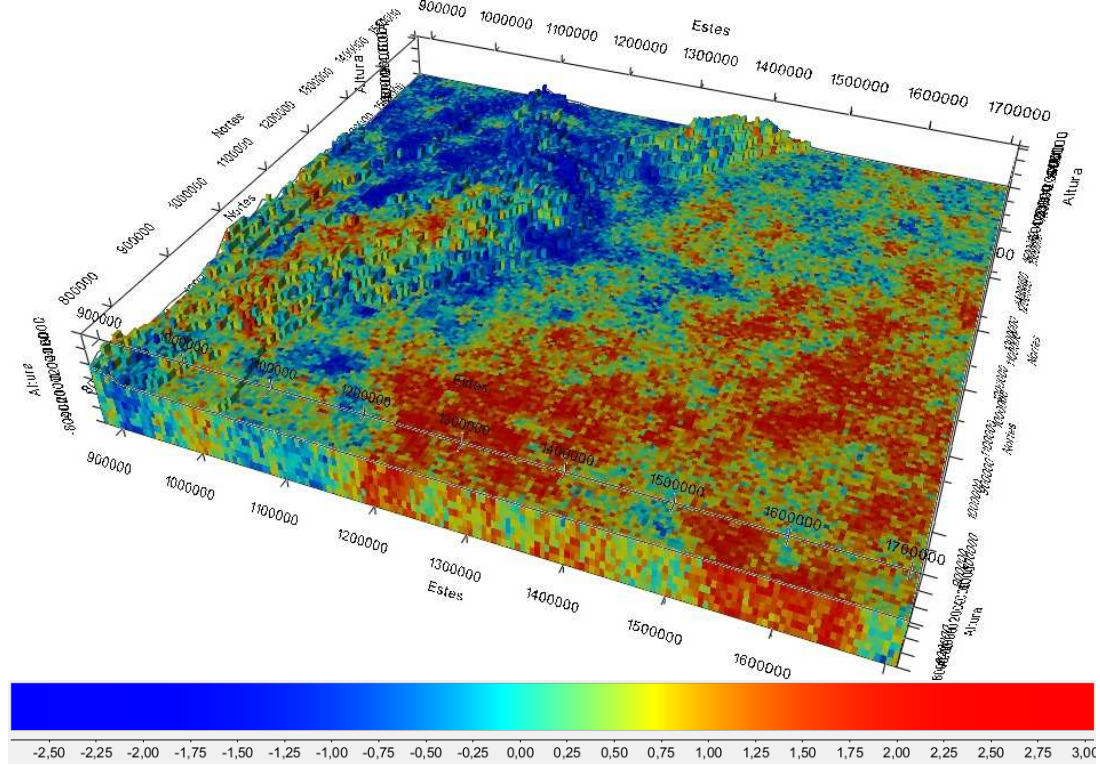
Como la SGS, utiliza un variograma teórico de ajuste a los datos en el espacio de transformación, se seleccionó el modelo gaussiano como modelo del variograma teórico para las grillas 3D generadas. El tamaño de cada voxel en el modelamiento estocástico 3D, correspondió a un volumen de 5000 m en X, 5000 m en Y, y 1000 m en Z. El número de simulaciones aplicadas a los resultados correspondió a 60 por cada variable simulada. Los tiempos de procesamiento de las grillas 3D fueron aproximadamente de 12 horas para las 60 simulaciones. La representación de los voxets resultantes se ajustó a la topografía de superficie, delimitada por el MDE de entrada al modelo y que refiere la extensión de las tres cuencas sedimentarias a modelar.

En la **Figura 4-28**, se observan las grillas 3D resultantes con la simulación estocástica para las BHT y los GGA estimados con TMA y en la **Figura 4-29** las grillas 3D de BHT y GGA simuladas con la Ts a partir de Landsat 7 ETM+. En inmediaciones de la cuenca Cordillera Oriental, se denota una anomalía positiva de temperatura la cual es caracterizada por ambos insumos para toda la extensión de la cuenca, haciéndose más notoria en sentido suroccidente – nororiente. Para la cuenca Llanos Orientales, se considera una anomalía negativa de temperaturas, con tendencia Este – Oeste. En la cuenca Valle Medio del Magdalena, la anomalía negativa se enmarca en los conjuntos de voxets del flanco occidental de esta cuenca.

Figura 4-28. Modelos SGS 3D para las BHT y GGA calculados con TMA para las cuencas VMM, CO y LLOR



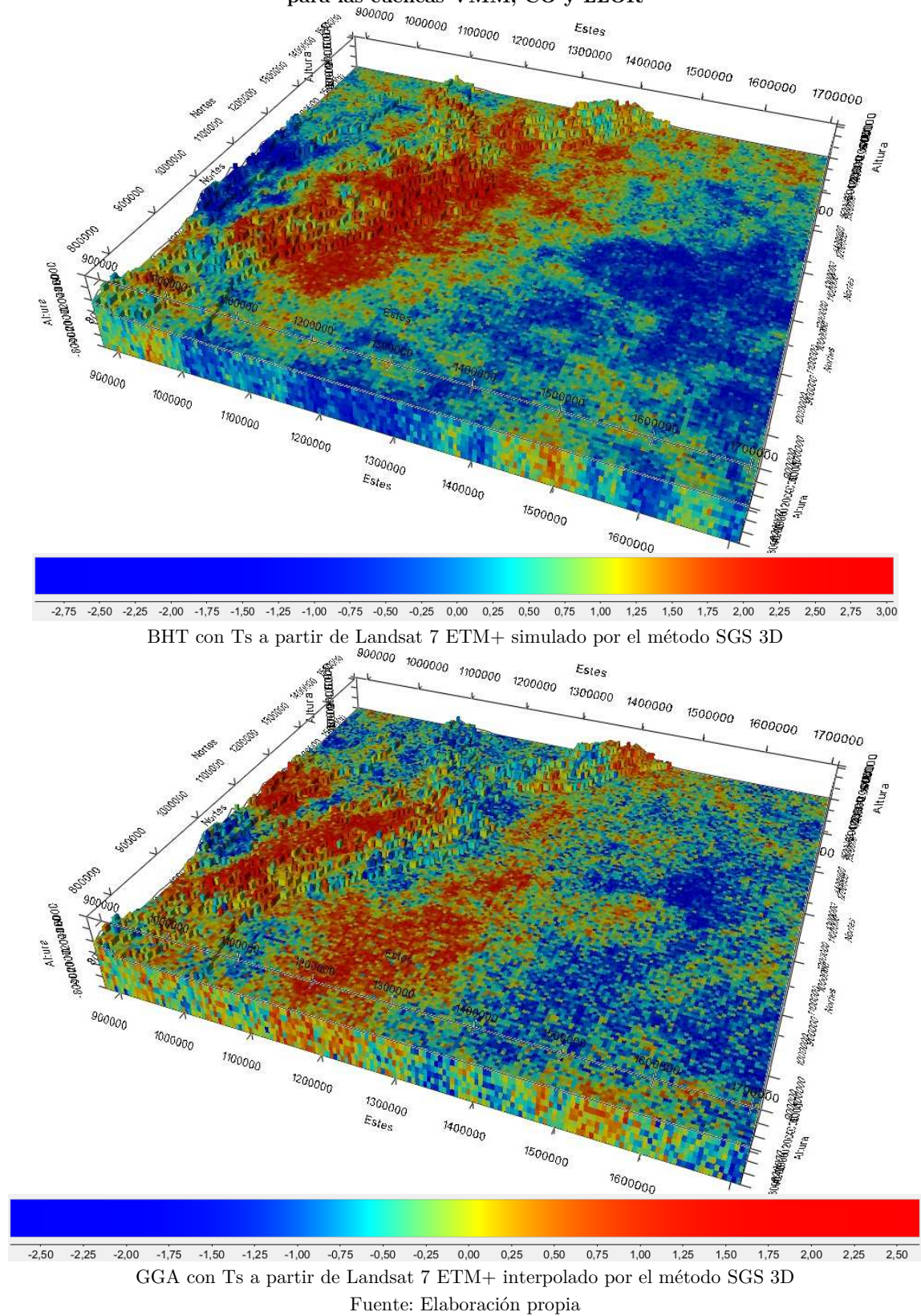
BHT con TMA simulado por el método SGS 3D



GGA con TMA simulado por el método SGS 3D

Fuente: Elaboración propia

Figura 4-29. Modelos SGS 3D para las BHT y GGA calculados con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR



Fuente: Elaboración propia

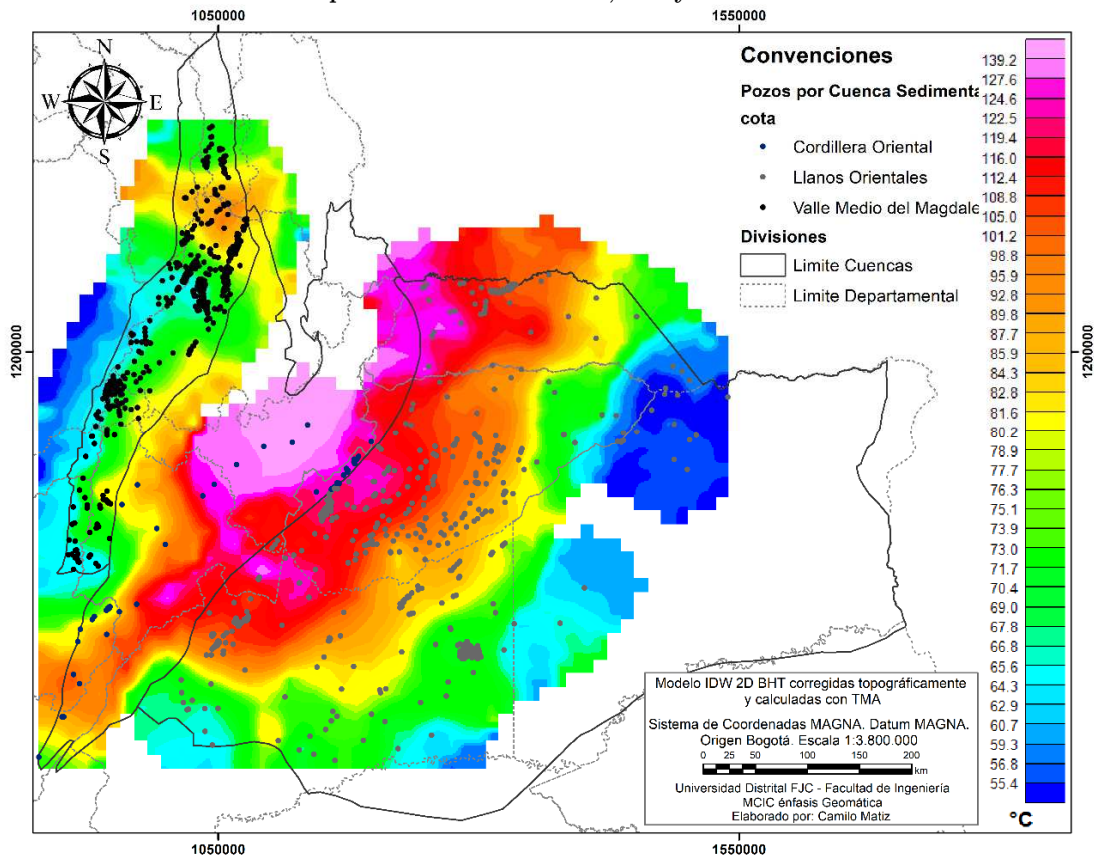
Para la simulación estocástica aplicada a los valores de GGA (**Figura 4-29b**), en la grilla calculada con Ts a partir de Landsat 7 ETM+, se observa una anomalía positiva de GGA en el límite suroriental de la cuenca Llanos Orientales. A su vez, en sentido suroccidente - nororiente de la cuenca Cordillera Oriental, se denotan algunos voxets con valores de GGA altos, sobre los extremos de altitud más sobresalientes de la cordillera alto-andina. Hacia el sector norte de esta cuenca, se extrapolan valores (debido a que no se tienen observaciones de pozos) con anomalías negativas de BHT. En la cuenca Valle Medio del Magdalena, los GGA alcanzan valores medios de temperatura, delimitados dentro de la anomalía positiva de GGA asociada a la cuenca Cordillera Oriental y una anomalía positiva referida al límite oriental de la cuenca Valle Medio del Magdalena y asociada al efecto de borde y extrapolación por la ausencia de observaciones en este sector.

#### 4.3.6. Inverso de la Distancia Ponderada - IDW

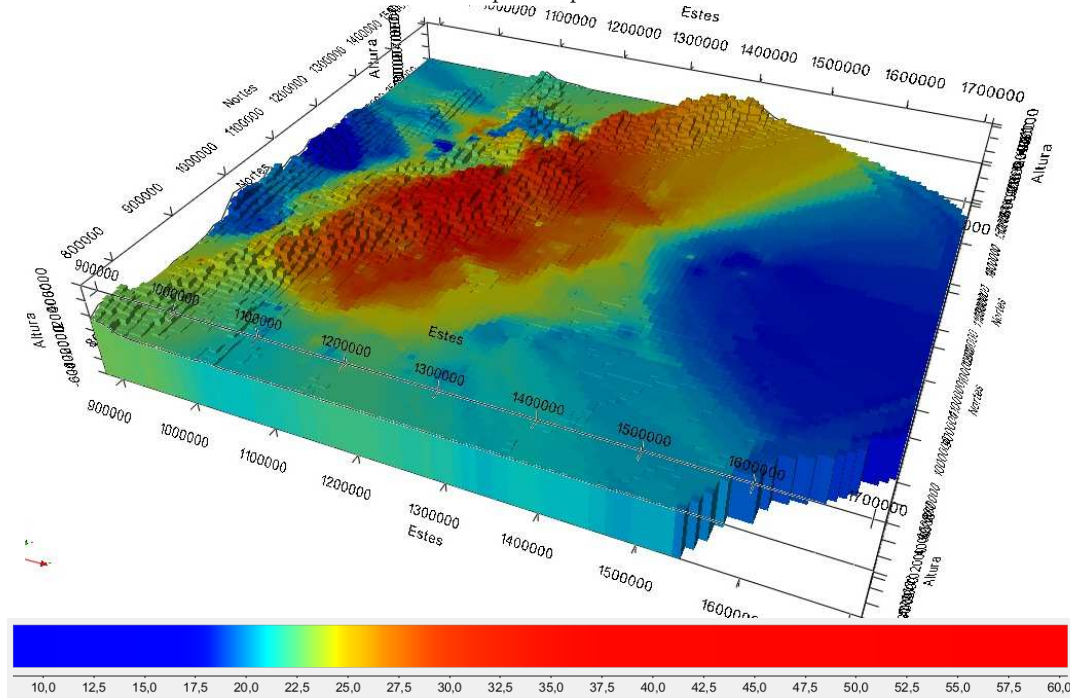
Con la predicción de las superficies de BHT por medio del método IDW, se aprecia una gran anomalía positiva en la cuenca Cordillera Oriental, tanto en las BHT calculadas con TMA y Ts a partir de Landsat 7 ETM+. Esta anomalía se enmarca dentro de los límites del piedemonte llanero en la región oriental de la cuenca Cordillera Oriental. Para la cuenca Llanos Orientales, se observa una transición, entre la anomalía positiva de BHT en inmediaciones del borde occidental de la cuenca, con valores medios de temperatura, hacia una anomalía negativa en el flanco oriental de la cuenca Llanos Orientales. En la cuenca Valle Medio del Magdalena, se evidencian altas temperaturas hacia la parte norte de la cuenca, y en sentido norte-sur se observan temperaturas bajas en toda la cuenca. Bajo ambos métodos de cálculo.

En los voxets 3D, se observa una amplia correlación entre las observaciones obtenidas por ambos métodos de estimación. La gran anomalía de BHT, se aprecia en la mayoría de la extensión de la cuenca Cordillera Oriental, delimitada por temperaturas medias encontradas en la cuenca Valle Medio del Magdalena y bajas temperaturas y una gran anomalía de BHT hacia el sector nororiental de la cuenca Llanos Orientales. La **Figura 4-30**, muestra las grillas 2D y 3D con los valores de BHT corregidos topográficamente y estimados con TMA. La **Figura 4-31**, contiene las grillas 2D y 3D con los valores de BHT corregidos topográficamente y estimados con Ts a partir de Landsat 7 ETM para las cuencas sedimentarias objeto de estudio.

Figura 4-30. Modelos IDW 2D y 3D para las BHT corregidas topográficamente y calculadas con TMA para las cuencas VMM, CO y LLOR



BHT con TMA interpolado por el método IDW 2D



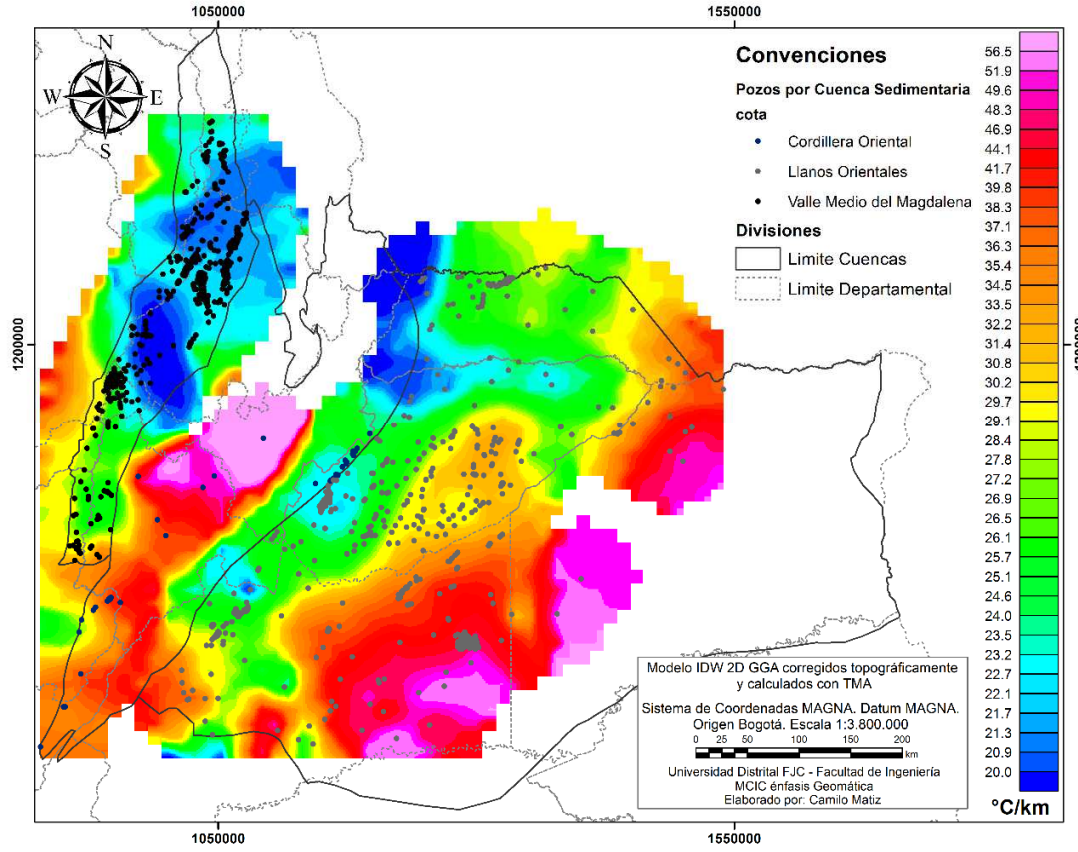


En la estimación de los GGA, el método IDW (**Figura 4-32** y **Figura 4-33**) arroja una concentración de anomalías positivas hacia el sector suroccidental de la cuenca Cordillera Oriental y hacia la parte suroriental de la cuenca Llanos Orientales. Mediante el cálculo realizado con TMA, una anomalía negativa de BHT bajas, se observa en la parte norte de la cuenca Valle Medio del Magdalena y en el límite más norte entre las cuencas Cordillera Oriental y cuenca Llanos Orientales. Bajo la estimación con Ts a partir de Landsat 7 ETM+, la anomalía positiva en la parte central de la cuenca Cordillera Oriental se hace más notoria en sentido suroccidente.

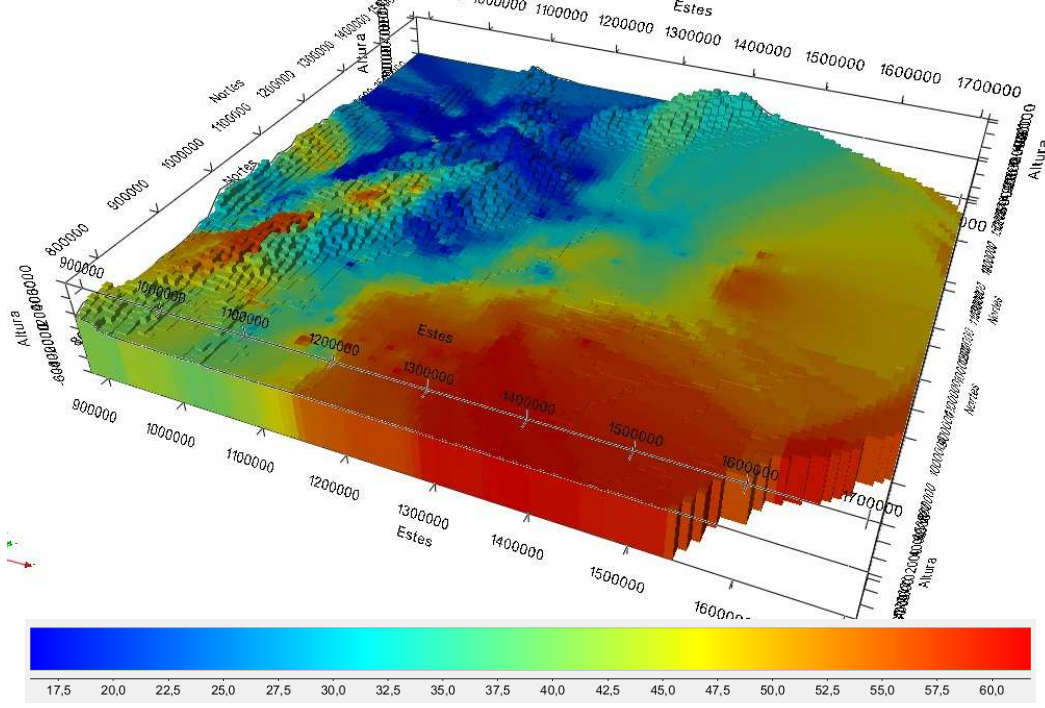
La anomalía positiva presente en el sur de la cuenca Llanos Orientales, disminuye su extensión, permitiendo el realce de anomalías negativas hacia el extremo del borde oriental de la cuenca Llanos Orientales. En las grillas 3D, se observa una correlación directa con las interpolaciones 2D, mediante la presencia de las anomalías positivas al sur de la cuenca Cordillera Oriental y al suroriente de la cuenca Llanos Orientales. En la grilla 3D, obtenida con Ts, se denota un efecto de ojo de buey asociado a la anomalía negativa presente en la parte central de la cuenca Llanos Orientales.



Figura 4-32. Modelos IDW 2D y 3D para los GGA corregidos topográficamente y calculados con TMA para las cuencas VMM, CO y LLOR



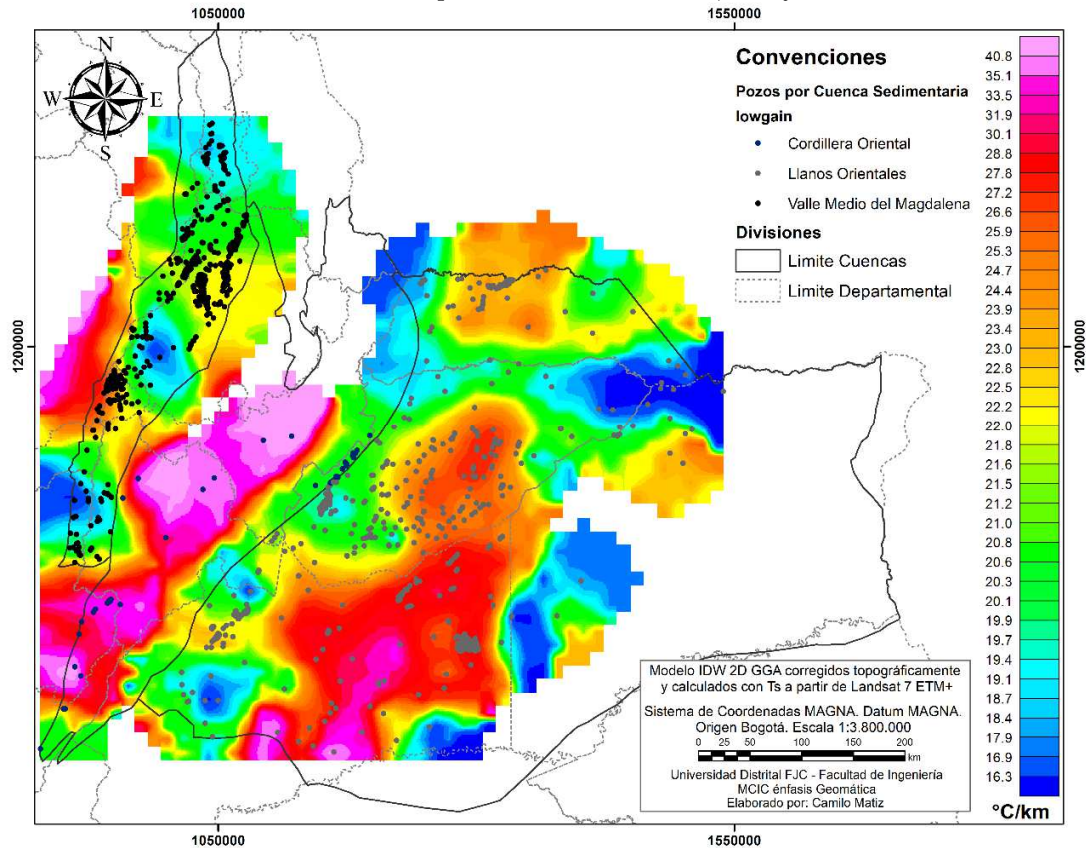
GGA con TMA interpolado por el método IDW 2D



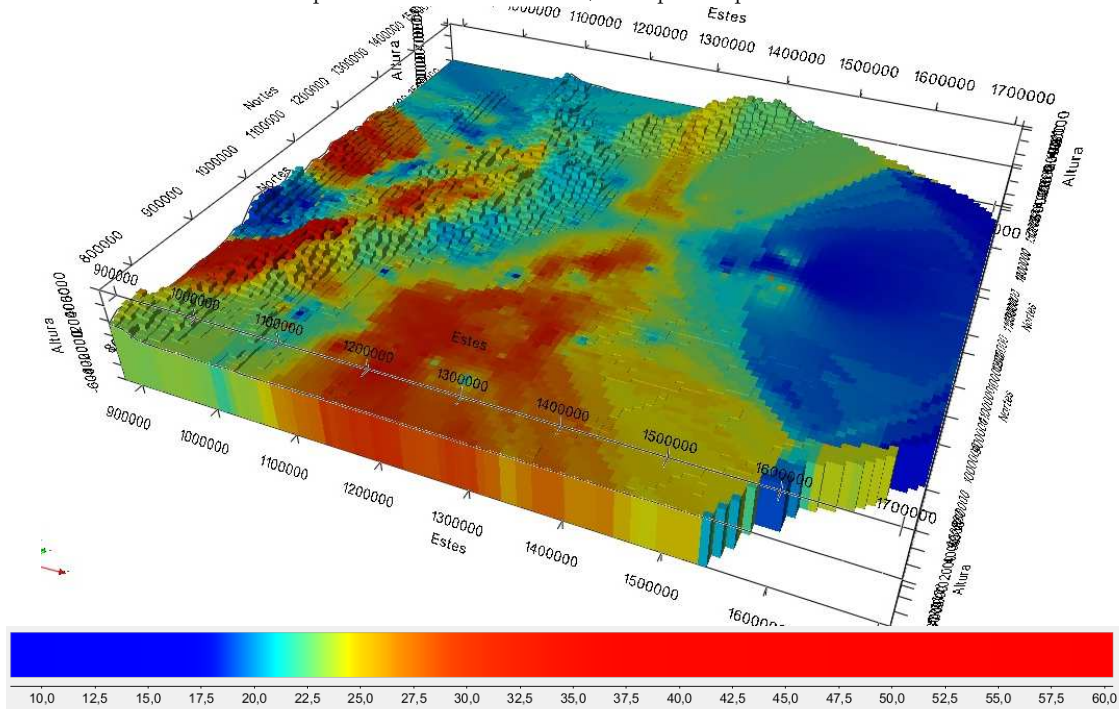
GGA con TMA interpolado por el método IDW 3D

Fuente: Elaboración propia

Figura 4-33. Modelos IDW 2D y 3D para los GGA corregidos topográficamente y calculados con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ para las cuencas VMM, CO y LLOR



GGA con Ts a partir de Landsat 7 ETM+ interpolado por el método IDW 2D



## 5. Discusión

La caracterización de la propuesta metodológica para determinar el gradiente geotérmico en cuencas sedimentarias del país desde el enfoque de la Geomática, permite constreñir los materiales y métodos que aportan al conocimiento sustancial del flujo de calor en el territorio colombiano. El aporte de insumos tales como el MDE de 30 m SRTM de la NASA, imágenes del Landsat 7 ETM+ tomadas con el sensor TIR y datos de BHT; y de métodos como la estimación de la TMA, y de la Ts con ajuste a la radiancia espectral y corrección atmosférica y el cálculo del GGA, corregido por la temperatura de formación y por el efecto de la topografía, aunado a técnicas de análisis espacial, de procesamiento digital de imágenes de predicción espacial, eleva el nivel de confianza en las técnicas desarrolladas en investigación.

La estimación de los Gradientes Geotérmicos (GG) se realizó con Gradiente Geotérmico Aparente (GGA), debido a la ausencia de perfiles de temperatura en los pozos de producción utilizados (Alfaro et al. 2009; Alfaro et al. 2010). La metodología estándar del sector petrolero, realiza la estimación del GG a partir del análisis de la reflectancia de la vitrinita (medición de la madurez de la materia orgánica), donde su comportamiento es lineal y no está sujeto a validaciones comparativas con la composición de la roca (Kellogg et al. 2005).

Siendo que el efecto de la topografía en el gradiente geotérmico es insignificante (Westaway & Younger 2014; Blackwell et al. 1980; Pollack et al. 1993; Hamza 2008; Bullard 1938; Balling et al. 1981), el resultado de esta investigación permite aseverar que en función de la topografía colombiana se observan cambios significativos en los valores absolutos del gradiente calculado. Las variaciones laterales del relieve en función de la altitud y dependiente de la profundidad alcanzada de la medición, contemplan un factor de corrección que permitió aplicar un método de pozos someros a pozos profundos (alcanzando el basamento cristalino de las cuencas sedimentarias).

El establecimiento de la correlación entre la profundidad y el factor de corrección topográfica asignado a los datos de las temperaturas de fondo de pozo, se enmarca en las variaciones extremas de los pozos más someros incluidos en la muestra. Es por esto que las profundidades se correlacionan en función de la topografía que afecta al valor más profundo de temperatura estimado.

Los GGA encontrados permitieron comparar que existe una diferencia entre las temperaturas de fondo de pozo calculadas mediante la metodología convencional (TMA), las cuales se

muestran menos propensas a variaciones en relación a la altura, frente a las temperaturas de fondo de pozo estimadas mediante temperaturas superficiales a partir de Landsat 7 ETM+ (más susceptibles a variar por la radiancia obtenida en cada pixel de la imagen).

La generación de los anillos circundantes radializados en función de la distancia de cada sector de corrección del collar del pozo, permite configurar las variaciones laterales de la topografía sobre los sectores aledaños a cada registro de pozo (Balling et al. 1981). La automatización de estos procesos mediante herramientas de análisis espacial, reducen la incertidumbre de su estimación, añadiendo parámetros constreñidos a la corrección de los gradientes geotérmicos por el efecto de la topografía.

El aporte de las imágenes de satélite en el infrarrojo termal como insumo alterno en la estimación de las temperaturas superficiales a partir de sensores remotos, específicamente de los sensores que capturan el espectro del infrarrojo termal entre los  $10 \mu m$  y  $13 \mu m$  (Haselwimmer & Prakash 2013), permite contar tanto para la exploración de recursos geotérmicos en sistemas y áreas geotérmicas definidas como para el estudio del gradiente geotérmico y del flujo de calor, con parámetros procesados adicionales que brindan a la geotermia insumos de bajo costo y de gran cubrimiento con resultados ajustados a la verdad terreno.

La representación de las superficies geotérmicas caracterizadas, están ligadas a la distribución espacial de sus observaciones. La distribución espacial de los valores de gradiente geotérmico corresponde a observaciones continuas las cuencas sedimentarias definidas como área de estudio. Generalmente la geoestadística provee herramientas y soluciones probabilísticas para interpolar los datos y encontrar superficies o volúmenes de la variación de la temperatura en el subsuelo terrestre. Este tipo de simulación es llevada a cabo mediante una simulación estocástica basada en el ajuste probabilístico espacial de las observaciones con un modelo de variograma teórico ajustado al variograma experimental, donde la simulación estocástica genera múltiples volúmenes equiprobables del gradiente en vez de referir la estimación directamente a la media. Con la SGS, se agregó un efecto inverso la interpolación estadística, ya que se desarticula el efecto de suavizado obtenido mediante el interpolador Kriging y se cuantifica la incertidumbre a través de las desviaciones estándar de los GGA simulados a profundidad.

La constitución de las cuencas en ambientes sedimentarios con predominancia de los basamentos bajo secuencias de sedimentos (**Figura 3-2**, **Figura 3-4** y **Figura 3-6**)

específicamente para la cuenca Valle Medio del Magdalena como cuenca intracodillerana con depresiones tectónicas asimétricas en dos márgenes diferentes (Mojica & Franco 1990), para la cuenca Cordillera Oriental con un sistema rift invertido en el Triásico tardío (Mojica & Franco 1990) y para la cuenca Llanos Orientales como cuenca sub-andina antepaís con geometría de cuña sedimentaria clásica hacia su borde oriental (Barrero et al. 2007), permiten que el relieve asociado a los basamentos presentes en las cuencas sedimentarias, causen un aumento de la variación de la temperatura donde el basamento cristalino tiende hacia la superficie. Estas variaciones verticales en ambientes sedimentarios están asociadas a concentraciones de elementos radiactivos relacionados con intrusiones graníticas (Alfaro et al. 2015).

## 6. Conclusiones

La complejidad de la topografía colombiana, permite establecer cualitativamente una correlación directa entre las variaciones de la temperatura y la profundidad. Estas variaciones se determinaron sin dicho efecto, mostrando el libre flujo de la temperatura hacia la superficie. Con base en las TMA las estimaciones del GGA (**Tabla 4-6**), se emplazan en gradientes máximos para la cuenca Llanos Orientales de  $80.63^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , para la cuenca Cordillera Oriental de  $79.02^{\circ}\text{C}/\text{km}$  y para la cuenca Valle Medio del Magdalena de  $80.14^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Esta relación de concordancia entre los valores superiores de GGA (**Tabla 4-6**) como límite superior en las zonas de estudio, enmarca un efecto incorporado sin la topografía (Llanos Orientales de  $54.75^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , Cordillera Oriental de  $37.70^{\circ}\text{C}/\text{km}$  y Valle Medio del Magdalena de  $65.06^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ), el cual impacta el sector alto-andino, los valles situados entre los sistemas de cordilleras y los llanos del sector oriental del país.

Los deltas de corrección caracterizados en la **Figura 4-9** y **Figura 4-12**, establecen la existencia de una correlación entre la profundidad y el factor de corrección topográfica asignada a las observaciones. Si bien no se observa una variación extrema entre toda la muestra de datos, si se aprecia una fuerte variación de las diferencias anómalas de corrección en pozos con profundidades menores a 2500 m, tanto para las BHT y GGA calculados con TMA (**Figura 4-10**) y Ts a partir de Landsat 7 ETM+ (**Figura 4-11**). Esta variación puede estar asociada al efecto de la topografía lateral alrededor del collar de pozo, donde estos son poco profundos y la temperatura no alcanza profundidades considerables. El efecto de la topografía es significativo con pozos someros (menores a 3000 m de profundidad) y el factor de corrección es imperceptible en pozos profundos, afectando las BHT (**Figura 4-9**) y por ende la estimación de los GGA (**Figura 4-12**) corregidos topográficamente.

El modelamiento principal compuesto por los GGA calculados con TMA y corregidos topográficamente, es el punto de validación para la metodología propuesta en la estimación de los GGA con Ts a partir de Landsat 7 ETM+. Los valores de TMA y de Ts, presentados en la **Figura 4-2** y **Figura 4-4** respectivamente, caracterizan las anomalías positivas de temperatura superficiales para la cuenca Llanos Orientales (superiores a  $27^{\circ}\text{C}$  con TMA y entre  $36^{\circ}\text{C}$  y  $42^{\circ}\text{C}$  con Ts) y para la cuenca Valle Medio del Magdalena (conglomerados, arcillolitas, areniscas, calizas) con valores superiores a  $27.5^{\circ}\text{C}$  en la TMA. Los resultados de las BHT (de la **Figura 4-24** a la **Figura 4-31**), evidencian un aumento de la temperatura

con relación a la superficie en las cuencas Llanos Orientales y Cordillera Oriental (con predominancia de conglomerados, areniscas, shales, limolitas, calizas).

La presencia de cuerpos intrusivos de origen ígneo existentes en la Cordillera Oriental donde no es evidente la manifestación volcánica del país (asociada a la Cordillera Central desde el Complejo Volcánico del Nevado del Ruiz - norte hasta el Macizo Colombiano – sur), permite inferir el incremento de las temperaturas de fondo de pozo encontradas en la cuenca, que oscilan entre  $54.95^\circ$  y  $193.74^\circ$  con TMA y  $21.19^\circ$  y  $156.54^\circ$  con Ts a partir de Landsat 7 ETM+.

El inicio de la cuenca Llanos Orientales (piedemonte llanero), formado a partir del Sistema de Fallas de Guaicaramo que divide las cuencas sedimentarias Cordillera Oriental y Llanos Orientales, permite inferir que el mecanismo de conducción de flujo de calor es través del basamento cristalino. La distribución del gradiente geotérmico en la cuenca de los Llanos Orientales, sugiere una relación entre esta variable y la geometría de la cuenca. Como se observa en la **Figura 4-26**, se registra un incremento en el gradiente geotérmico hacia el oriente del área perforada de la cuenca, en una tendencia suroriental.

Parte de la cuenca Valle Medio del Magdalena que tiene los cambios medios en topografía de las tres cuencas sedimentarias, presenta una concentración de anomalías positivas con valores altos de temperatura de fondo de pozo, cercanas a la región del noroccidente de Santander en inmediaciones Barrancabermeja. Estas altas anomalías de temperatura están asociadas a los cambios de temperatura entre las litologías areniscas y las arcillolitas que actúan como sello y reservorio de los hidrocarburos presenten en esta parte de la cuenca.

La diferencia de altura entre las cuencas objeto de estudio (cuenca Valle Medio del Magdalena, cuenca Cordillera Oriental y cuenca Llanos Orientales) y la comparación con la última versión del mapa de gradientes geotérmicos (Alfaro et al. 2009), evidencian que la mayor anomalía de GGA se presenta en el límite suroriental de la cuenca Llanos Orientales, tomado desde la finalización del piedemonte llanero hasta el sector oriental de la cuenca. La correlación observada entre las anomalías positivas del gradiente geotérmico y la profundidad presentes en la cuenca Llanos Orientales, podrían estar relacionadas a la perturbación termal cerca de la superficie (Alfaro et al. 2009). Debido al comportamiento no consistente de un basamento estable (Mojica & Franco 1990; Pedraza-Fracica & Mariño Martínez 2016; Cooper et al. 1995), el estudio de propiedades de transferencia de calor en esta zona mediante técnicas del petróleo como las temperaturas de fondo de pozo, combinadas con la estimación

del gradiente geotérmico, permitieron establecer que el gradiente geotérmico es muy variable y circulante en el basamento cristalino aflorante en la cuenca Llanos Orientales.

Otras de las anomalías positivas perceptibles, se evidencia en la parte central de la cuenca Cordillera Oriental. En esta cuenca, el ambiente de estabilidad máxima termal está fuertemente influenciado por la cercanía del basamento Precámbrico – Paleozoico, debido a procesos tectónicos (levantamiento de las formaciones y erosión de orogenos), esté más cerca de la superficie como capas aflorantes en las cuencas sedimentarias.

Si bien las mediciones obtenidas de BHT corresponden a mediciones habituales en pozos de hidrocarburos, no son los registros técnicamente aptos para la estimación del gradiente geotérmico. Como el fin de un pozo hidrocarburífero es la exploración y/o explotación del recurso petrolero, las mediciones de temperatura (que no son el objetivo real de la perforación) no son datos confiables por los errores que pueden llegar a presentarse en la calidad de las observaciones, debido a la mala lectura de los operarios del instrumento, perdiendo exactitud y precisión en los valores alcanzados.



## 7. Recomendaciones

Para mejorar la incertidumbre de los datos, se hace necesaria la densificación de los registros de BHT, en lo posible con perfiles de temperatura en función de la profundidad y tomados tiempo después de terminada la perforación, completando así un perfil de temperaturas en el tiempo. La reducción de la incertidumbre en la estimación del gradiente geotérmico se puede lograr a partir de la incorporación de perfiles de temperatura que permitan identificar cambios en la pendiente, relacionados con variaciones verticales en la conductividad térmica a lo largo de la columna litológica.

Debido a que una imagen satelital representa el comportamiento de una variable en superficie en un momento del tiempo, es recomendable generar una función de regresión que permita incluir el mayor número de imágenes Landsat TIR y de otros sensores como Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer – ASTER, que contengan información disponible en diferentes frecuencias del TIR y la disponibilidad de las imágenes funcionales para las áreas objeto de estudio. Esta función de regresión permite constreñir a través del tiempo el procesamiento y robustecer los valores de temperatura obtenidos (con sus respectivas correcciones atmosféricas y en función de la reflectancia) para efectuar una estimación más estable de los valores de gradiente geotérmico en ambientes sedimentarios.

El número de cuencas sedimentarias en el país es mucho más amplio de las evaluadas en la presente investigación. La aplicación de la corrección del efecto de la topografía a la totalidad de observaciones de BHT, ampliaría el conocimiento del modelo espacial del gradiente geotérmico en las cuencas sedimentarias del país.

La integración de la corrección atmosférica a la metodología convencional del modelo espacial del gradiente geotérmico permitiría disminuir significativamente la variación de la temperatura superficial, y su grado de incidencia en la estimación del gradiente geotérmico.

Con el constreñimiento de los parámetros de entrada a la propuesta metodológica, sería posible orientar la siguiente etapa de la investigación hacia la estimación del flujo de calor en el territorio colombiano, teniendo en cuenta la densificación de las mediciones para el gradiente geotérmico en ambientes sedimentarios.

Evaluar la estimación del GGA con un mayor número de pozos profundos o poco someros (profundidades mayores a 3000 m), para evitar los efectos laterales de la topografía y disminuir la incertidumbre en el cálculo de los gradientes geotérmicos.

## Bibliografía

- Alfaro, C., Alvarado, I. & Manrique, A., 2015. Heat Flow Evaluation at Eastern Llanos Sedimentary Basin, Colombia. World Geothermal Congress 2015, (34), pp.1–9.
- Alfaro, C., Alvarado, I. & Manrique Bonilla, A., 2010. Actualización del Mapa Geotérmico de Colombia Fase 2. Mapa preliminar del flujo de calor terrestre en la cuenca de los Llanos Orientales. Bogotá D.C.
- Alfaro, C., Alvarado, I., Quintero, W., Hamza, V., Vargas, C. & Briceño, L.A., 2009. Mapa preliminar de Gradientes Geotérmicos de Colombia. En: XII Congreso Colombiano de Geología. pp 1–24.
- Álvarez, S., Matiz-León, J.C. & Cárdenas, A., 2011. Modelos digitales batimétricos generados por métodos de interpolación IDW, Kriging, Shepard y B-Spline en el archipiélago de islas del Rosario. UD y la Geomática, (5), pp.3–14.
- Amezcuca, J. & Van Leeuwen, P.J., 2014. Gaussian anamorphosis in the analysis step of the EnKF: a joint state-variable/observation approach. Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, 66(1), pp.1–33.
- Bachu, S., Ramon, J.C., Villegas, M.E. & Underschultz, J.R., 1995. Geothermal Regime and Thermal History of the Llanos Basin, Colombia. AAPG Bulletin, 79(1), pp.116–129.
- Balling, N., Haenel, R., Ungemach, P., Vasseur, G. & Wheildon, J., 1981. Preliminary guidelines for heat flow density determination. Luxemburgo.
- Barrero, D., Pardo, A., Vargas, C.A. & Martínez, J.F., 2007. Colombian Sedimentary Basins: Nomenclature, boundaries and Petroleum Geology, a New Proposal. Agencia Nacional de Hidrocarburos - ANH.
- Barsi, J.A., Barker, J.L. & Schott, J.R., 2003. An Atmospheric Correction Parameter Calculator for a single thermal band earth-sensing instrument. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium 2003, 0(C), pp.2–4.
- Barsi, J.A., Schott, J.R., Palluconi, F.D. & Hook, S.J., 2005. Validation of a web-based atmospheric correction tool for single thermal band instruments. Proceedings of SPIE, 5882, p.5882, 58820E (2005).
- Batir, J.F., Blackwell, D.D. & Richards, M.C., 2013. Updated Heat Flow of Alaska.
- Bayona, G., Valencia, A., Mora, A., Rueda, M., Ortiz, J. & Montenegro, O., 2008. Estratigrafía y procedencia de las rocas del Mioceno en la parte distal de la cuenca antepaís de los Llanos de Colombia. Geología Colombiana, 33(33), pp.23–46.
- Blackwell, D.D., Steele, J.L. & Brott, C.A., 1980. The Terrain Effect on terrestrial Heat Flow. Journal of Geophysical Research, 85(B9), pp.4757–4772.

- Bodmer, P., England, P.C., Kissling, E. & Rybach, L., 1979. On the Correction of Subsurface Temperature Measurements for the Effects of Topographic Relief. Part II: Application to Temperature Measurements in the Central Alps. En: *Terrestrial Heat Flow in Europe*. Pp 78–87.
- Bonneau, L., 2010. Converting Landsat TM and ETM+ thermal bands to temperature. YCEP Lab.
- Bullard, E.C., 1938. The disturbance of the Temperature Gradient in the Earth's crust by inequalities of the height. *Geophysical Journal International*, 4(5), pp.360–362.
- Caballero, V., Parra, M. & Mora, A., 2010. Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano Proveniencia sedimentaria en el Sinclinal de Nuevo Mundo Cuenca Valle Medio del Magdalena. *Boletín de Geología*, 32.
- Cárdenas, A., 2014. Fundamentos teóricos y su aplicación en los métodos de potencial geomagnético y gravimétrico. UD ed. Bogotá D.C.
- Carvalho, H.D.S. & Vacquier, V., 1977. Method for determining terrestrial heat flow in oil fields. *Geophysics*, 42(3), pp.584–593.
- Clauser, C., 2006. Geothermal Energy. En: K. Hinloth, ed., *Landolt-Börnstein, Group VIII: Advanced Materials and Technologies, Vol. 3: Energy Technologies, Subvol. C: Renewable Energy*, Springer V. Heidelberg-Berlin, p.493.
- Clauser, C., 2009. Heat Transport Processes in the Earth's Crust. *Surveys in Geophysics*, 30(3), pp.163–191.
- Coll, C., Galve, J.M., Sánchez, J.M. & Caselles, V., 2010. Validation of landsat-7/ETM+ thermal-band calibration and atmospheric correction with ground-based measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48(1), pp.547–555.
- Coolbaugh, M.F., Kratt, C., Fallacaro, A., Calvin, W.M. & Taranik, J.V., 2007. Detection of geothermal anomalies using Advance Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) thermal infrared images at Bradys Hot Springs, Nevada, USA. *Remote Sensing of Environment*, 106(3), pp.350–359.
- Cooper, M.A., Addison, F.T. & Alvarez, R., 1995. Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Colombia. *Petroleum basins of South America*, (November), pp.659–665.
- Deming, D., 1989. Application of bottom-hole temperature corrections in geothermal studies. *Geothermics*, 18(5–6), pp.775–786.
- Deutsch, C. V., 2002. *Geostatistical Reservoir Modeling*. Oxford University Press, New York.

- DiPippio, R., 2013. *Geothermal Power Plants: Principles, Applications and Case Studies*. Tercera ed. North Dartmouth: Elsevier.
- Dueñas Jiménez, H. & Hammen, T., 2007. Significado geológico y asociaciones palinológicas de las Formaciones Diablo Inferior (Mioceno Tardío) y San Fernando Superior (Mioceno Medio), Piedemonte Cuenca de los Llanos Orientales, Colombia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias*, 31(121), pp.481–4493.
- Eslava, J., 1992. Perfil Altitudinal de la temperatura media en Colombia. *Geofísica Colombiana*, 1, pp.37–52.
- Farr, T., Rosen, P., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D. & Alsdorf, D., 2007. The shuttle radar topography mission. *Reviews of Geophysics*, 45(2005), pp.1–33.
- Fortin, M.-J. & Dale, M., 2005. *Spatial Analysis: A guide for ecologist*. Primera ed. Cambridge: Cambridge University Press.
- García González, M., Mier Umaña, R., Cruz Guevara, L.E. & Vásquez, M., 2009. Informe ejecutivo: evaluación del potencial hidrocarburífero de las cuencas colombianas. Report.
- Gomes, A.J. de L. & Hamza, V.M., 2005. Geothermal gradient and heat flow in the state of Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23(4), pp.325–347.
- Haining, R., 2004. *Spatial Data Analysis. Theory and Practice*. Pr primera ed. Book. Cambridge University Press.
- Hamza, V., 2008. Methods of determining Temperature Gradiente and Heat Flow. En: *Thermal State of the Earth*. Bogotá D. C., pp.55–68.
- Haselwimmer, C. & Prakash, A., 2013. Thermal Infrared Remote Sensing of Geothermal Systems. En: S. Kuenzer, Claudia; Dech, ed., *Thermal Infrared Remote Sensing. Sensors, Methods, Applications*. Fairbanks: Springer Holanda, pp.453–473.
- Hengl, T., 2009. *A Practical Guide to Geostatistical Mapping*. [en línea] Scientific and Technical Research series. Amsterdam: University of Amsterdam.
- Kappelmeyer, O. & Haenel, R., 1974. Geothermics with special reference to application. En: O. Rosenbach y C. Morelli, eds., *Geoexploration Monographs*, Schweizerb. Stuttgart, p.238.
- Kellogg, J., Ojeda, G., Duque, H. & Cerón, J., 2005. Crustal structure of the Eastern Cordillera, Colombia. 6th International Symposium on Andean Geodynamics - ISAG, pp.424–427.

- Matiz-León, C., Alfaro, C. & Galán, B., 2015. Geothermal Information System – GIST° as support for exploration of geothermal resources in Colombia. Proceedings World Geothermal Congress, (GIS, Geothermal Exploration), pp.1–10.
- Mojica, J. & Franco, R., 1990. Estructura y Evolucion Tectonica del Valle Medio y Superior del Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana*, 17(17), pp.41–64.
- Morgan, P., 2016. Producing Practical and Useful State Geothermal Maps \*. 41971.
- Morgan, P. & Scott, P., 2014. New Geothermal–Gradient Maps for Colorado’s Sedimentary Basins. *GRC Transactions*, 38, pp.155–162.
- NASA, 2009. Landsat 7 Science Data Users Handbook. National Aeronautics and Space Administration.
- Pedraza-Fracica, S. & Mariño Martínez, J.E., 2016. Evaluación termal de 6 pozos de la parte central de la cordillera oriental (Colombia), a partir de paleogeotermas: implicaciones sobre la historia térmica y los hidrocarburos. *Ingeniería y Competitividad*, 18(1), pp.9–21.
- Pollack, H.N., Hurter, S.J. & Johnson, R., 1993. Heat flow from the earth’s interior: analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics*, 31(3), pp.267–280.
- Ramírez, G., 2010. Aplicación del Método del Intervalo de Confianza como técnica Geoestadística No Lineal a la Modelación Espacial de variables geotécnicas. Universidad Nacional.
- Rybach, L. & Muffler, L.J.P., 1981. Geothermal systems: principles and case histories. Primera ed. Ann Arbor: Jhon Wiley and Sons.
- Sattel, S., 2017. *Electromagnetic Waves and How They Work*. Brisbane.
- Siahaan, M.N., Soebandrio, A. & Wikantika, K., 2001. Geothermal potential exploration using remote sensing technique (Case study: Patuha area, west Java). En: 10th Annual Asian Conference & Exhibition on Geospatial Information, Technology & Applications.
- Sigismondi, M.E. & Ramos, V.A., 2009. El flujo de calor en la Cuenca Neuquina. *Petrotecnia*, pp.64–81.
- Tardy, B., Rivalland, V., Huc, M., Hagolle, O., Marcq, S. & Boulet, G., 2016. A Software Tool for Atmospheric Correction and Surface Temperature Estimation of Landsat Infrared Thermal Data. *Remote Sensing*, 8(9), pp.696–720.
- Webster, R. & Oliver, M.A., 2007. *Geostatistics for Environmental Scientists*. 2da ed. Jhon Wiley and Sons.
- Westaway, R. & Younger, P., 2014. Accounting for palaeoclimate and topography: a rigorous approach to correction of the British geothermal dataset. *Geothermics*, 48, pp.31–51.

## A. Anexo: Modelo de Análisis Espacial en Python – paquete ArcPy

```

# Creado por: Camilo Matiz 2017-01-31 22:54:43.00000
# Generado en Python, utilizando ArcPy bajo ambiente arcgisscripting de
# ArcGIS
# Descripción: Copiar shapes por cada pozo

# Import arcpy module
import arcpy

# Load required toolboxes
arcpy.ImportToolbox("Model Functions")

# Local variables:
sectores_pozo_shp =
"D:\\U\\Proyecto\\Correccion_Topografica\\Alturas\\plantillas\\shape\\sectores_pozo.shp"
Value = "3250"
sector__n__ =
"D:\\U\\Proyecto\\Correccion_Topografica\\Alturas\\plantillas\\New_Plantillas.gdb\\Plantillas
\\sector_%n%"

# Process: For
arcpy.IterateCount_mb("1", "3250", "1")

# Process: Copy Features
arcpy.CopyFeatures_management(sectores_pozo_shp, sector__n__, "", "0", "0", "0")

# Descripción: Generar los anillos múltiples con zonas de influencias
# radializadas
# Load required toolboxes
arcpy.ImportToolbox("Model Functions")

# Local variables:
Poz1 = "D:\\OtrasCuencas.gdb\\Poz1"
ABANICO_4 = "D:\\OtrasCuencas.gdb\\Poz1\\ZULIA_WEST_1"
buf__Name__ = "D:\\OtrasCuencas.gdb\\Buffer\\buf_%Name%"
Name = "ZULIA_WEST_1"

# Process: Iterate Feature Classes
arcpy.IterateFeatureClasses_mb(Poz1, "", "", "RECURSIVE")

# Process: Multiple Ring Buffer
arcpy.MultipleRingBuffer_analysis(ABANICO_4, buf__Name__, "50;200;350;500;1000;1500;2250",
"Meters", "distance", "ALL", "FULL")

```

```
# Descripción: hacer los recortes al MDE con los anillos múltiples por
# cada pozo

# Load required toolboxes
arcpy.ImportToolbox("Model Functions")

# Local variables:
dtm_30 = "D:\\U\\Proyecto\\Correccion_Topografica\\Raster\\dtm_30"
Buffer_ring = "D:\\U\\Proyecto\\Pozos\\Colombia_Cuencas\\Faltantes.gdb\\Buffer_ring"
buf_CASTILLA_3 =
"D:\\U\\Proyecto\\Pozos\\Colombia_Cuencas\\Faltantes.gdb\\Buffer_ring\\buf_SA_16"
v_Name__tif = "D:\\U\\Proyecto\\Pozos\\Colombia_Cuencas\\clip_rasterA\\%Name%.tif"
Name = "buf_SA_16"

# Process: Iterate Feature Classes
arcpy.IterateFeatureClasses_mb(Buffer_ring, "", "", "RECURSIVE")

# Process: Clip
arcpy.Clip_management(dtm_30, "1017789,6898 853933,3676 1022289,6898 858433,3676",
v_Name__tif, buf_CASTILLA_3, "32767", "ClippingGeometry", "NO_MAINTAIN_EXTENT")

# Descripción: convertir los pixeles de cada recorte realizado al MDE
# en cada pozo a puntos (geometría)

# Load required toolboxes
arcpy.ImportToolbox("Model Functions")

# Local variables:
clip_raster = "D:\\U\\Proyecto\\Pozos\\Colombia_Cuencas\\clip_raster"
buf_CASTILLA_3_tif =
"D:\\U\\Proyecto\\Pozos\\Colombia_Cuencas\\clip_raster\\buf_CASTILLA_3.tif"
v_Name__shp =
"D:\\U\\Proyecto\\Pozos\\Colombia_Cuencas\\raster_to_point\\%Name%.shp"
Name = "buf_CASTILLA_3"

# Process: Iterate Rasters
arcpy.IterateRasters_mb(clip_raster, "", "TIF", "RECURSIVE")

# Process: Raster to Point
arcpy.RasterToPoint_conversion(buf_CASTILLA_3_tif, v_Name__shp, "Value")

# Descripción: unificación espacial de cada punto con el valor de altura, # con el correspondiente
valor del radio
```



```

# Load required toolboxes
arcpy.ImportToolbox("Model Functions")

# Local variables:
rastertopoint = "D:\\U\\Proyecto\\Correccion_Topografica\\spatial_join.gdb\\rastertopoint"
v_buenos_aires_wa_35 =
"D:\\U\\Proyecto\\Correccion_Topografica\\spatial_join.gdb\\rastertopoint\\_agata_1"
buffering_radios =
"D:\\U\\Proyecto\\Correccion_Topografica\\spatial_join.gdb\\buffer\\buffering_radios"
sj_Name__shp =
"D:\\U\\Proyecto\\Correccion_Topografica\\Analisis_Esp_Prom_Rad\\spatial_join\\sj%Name
%.shp"
Name = "_agata_1"

# Process: Iterate Feature Classes
arcpy.IterateFeatureClasses_mb(rastertopoint, "", "", "RECURSIVE")

# Process: Spatial Join
arcpy.SpatialJoin_analysis(v_buenos_aires_wa_35, buffering_radios, sj_Name__shp,
"JOIN_ONE_TO_ONE", "KEEP_ALL", "POINTID \\POINTID\\" true true false 4 Long 0 0
,First,#,
D:\\U\\Proyecto\\Correccion_Topografica\\spatial_join.gdb\\rastertopoint\\_buenos_aires_wa
_35,POINTID,-1,-1;GRID_CODE \\GRID_CODE\\" true true false 4 Long 0 0 ,First,#,
D:\\U\\Proyecto\\Correccion_Topografica\\spatial_join.gdb\\rastertopoint\\_buenos_aires_wa
_35,GRID_CODE,-1,-1;distance \\distance\\" true true false 8 Double 0 0 ,First,#,
D:\\U\\Proyecto\\Correccion_Topografica\\spatial_join.gdb\\buffer\\buffering_radios,distance,-
1,-1;Nombre_Poz \\Nombre_Poz\\" true true false 50 Text 0 0 ,First,#,
D:\\U\\Proyecto\\Correccion_Topografica\\spatial_join.gdb\\buffer\\buffering_radios,Nombre_
Pozo,-1,-1;Distancia \\Distancia\\" true true false 20 Text 0 0 ,First,#,
D:\\U\\Proyecto\\Correccion_Topografica\\spatial_join.gdb\\buffer\\buffering_radios,Distancia,
-1,-1;ID_Radios \\ID_Radios\\" true true false 50 Text 0 0 ,First,#,
D:\\U\\Proyecto\\Correccion_Topografica\\spatial_join.gdb\\buffer\\buffering_radios,ID_Radio
s,-1,-1;Shape_Leng \\Shape_Leng\\" false true true 8 Double 0 0 ,First,#,
D:\\U\\Proyecto\\Correccion_Topografica\\spatial_join.gdb\\buffer\\buffering_radios,Shape_Le
ngth,-1,-1;Shape_Area \\Shape_Area\\" false true true 8 Double 0 0 , First, #,
D:\\U\\Proyecto\\Correccion_Topografica\\spatial_join.gdb\\buffer\\buffering_radios,Shape_Ar
ea,-1,-1", "INTERSECT", "", "")

# Descripción: cálculo de los promedios de cada radio para cada pozo

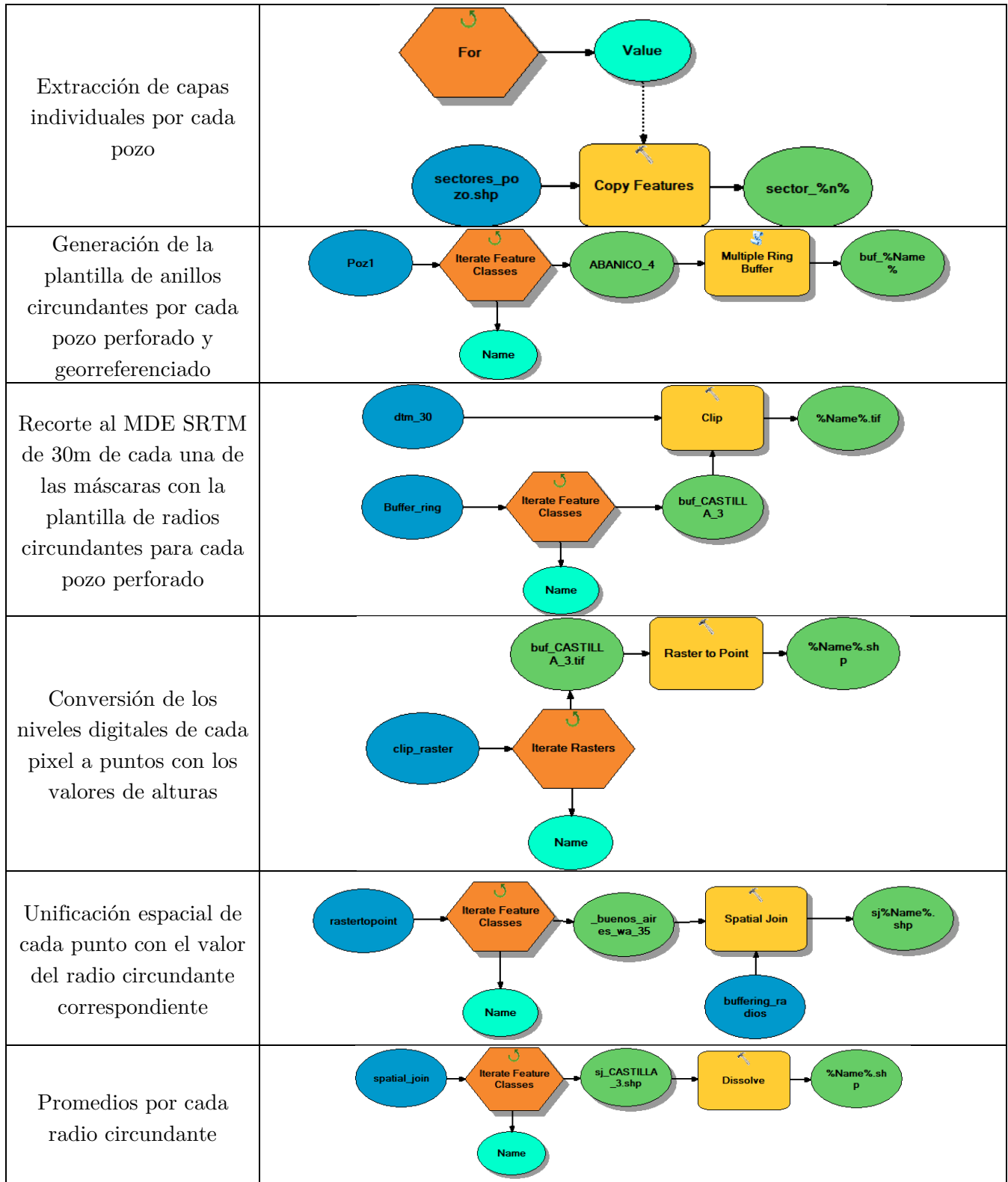
# Load required toolboxes
arcpy.ImportToolbox("Model Functions")

# Local variables:
spatial_join = "D:\\U\\Proyecto\\Pozos\\Colombia_Cuencas\\spatial_join"

```

```
sj_CASTILLA_3_shp =  
"D:\\U\\Proyecto\\Pozos\\Colombia_Cuencas\\spatial_join\\sj_CASTILLA_3.shp"  
v_Name__shp = "D:\\U\\Proyecto\\Pozos\\Colombia_Cuencas\\promedios\\%Name%.shp"  
Name = "sj_CASTILLA_3"  
  
# Process: Iterate Feature Classes  
arcpy.IterateFeatureClasses_mb(spatial_join, "", "", "RECURSIVE")  
  
# Process: Dissolve  
arcpy.Dissolve_management(sj_CASTILLA_3_shp, v_Name__shp, "sumdistanc", "GRID_CODE  
MEAN", "MULTI_PART", "DISSOLVE_LINES")
```

**B. Anexo: Módulos del modelo de análisis espacial para la estimación de los promedios de alturas radializadas**



### C. Anexo: Programa para estimar los coeficientes de la corrección topografía para el gradiente geotérmico en Python, paquetes numpy y matplotlib.pyplot

```
'''
Programa corrección topográfica gradiente geotérmico
'''

import numpy as np
import matplotlib.pyplot as plt

# DECLARAR FUNCIONES
def leerDatosOrig(archivo):
    with open(archivo, 'r') as f:
        count = 0
        for line in f:
            if line[0] != '#':
                if count == 0:
                    nc = int(line)
                elif count == 1:
                    xyz = map(float, line.split('\t'))
                elif count == 2:
                    t_arch = line.strip('\n')
                elif count == 3:
                    nombre = line.strip('\n')
                count += 1
        return nc, xyz, t_arch, nombre

def leerDatos(archivo):
    data={}
    with open(archivo, 'r') as f:
        for line in f:
            if line[0] == '#':
                nline = f.next()
                nombre = nline.strip('\n')
                nline = f.next()
                nc = int(nline)
                nline = f.next()
                xyz = map(float, nline.split('\t'))
                nline = f.next()
                t_arch = nline.strip('\n')
                data[nombre] = {'nc':nc, 'xyz':xyz, 't_arch':t_arch}
    return data
```

```

def calcHtemp(archivo):
    r = []; sector = []; H=[]
    with open(archivo, 'r') as f:
        count = 0
        for line in f:
            if line[0] != '#':
                print archivo
                ri, si, hi = map(float, line.split('\t'))
                r.append(ri)
                sector.append(si)
                H.append(hi)
                count += 1
    return r, sector, H

```

```

def calcGrad(archivo, cpm=True, zt=False):
    t = []; z = []
    with open(archivo, 'r') as f:
        count = 0
        for line in f:
            if line[0] != '#':
                print line.split('\t')
                ti, zi = map(float, line.split('\t'))
                t.append(ti)
                z.append(zi)
                count += 1
    grad = (t[-1] - t[0]) / np.abs((z[-1] - z[0]))
    if cpm:
        if zt:
            return grad, z, t
        else:
            return grad
    else:
        if zt:
            return grad * 1000, z, t
        else:
            return grad * 1000

```

```

def calcDeltaT(G, Radios, H, T, Z, h0, Gp=0.01):

```

```

    print '#####'
    print Z, h0, T

```

```
print '#####'
```

```
deltaT = []
count = 0
for z in Z:
    print 'Temperatura: ', T[count]
    Hn = []
    Rn = [0]
    radUnicos = list(set(Radios))
    radUnicos.sort()
    for i in radUnicos:
        hi = []
        for j in range(len(Radios)):
            if Radios[j] == i:
                hi.append(H[j])
        Hn.append(np.average(hi))
    Rn.extend(radUnicos)

suma = 0

for ii in range(len(Rn))[1:]:
    print '\t', ii, Rn[ii], Hn[ii-1]
    print '\t', '###', Rn[ii], Rn[ii-1], z, h0
    A = (4 * (z) * (Rn[ii]-Rn[ii-1])) / (Rn[ii] + Rn[ii-1])**2
    B = (1 + 4 * ((z)**2/(Rn[ii] + Rn[ii-1])**2))**(3./2.)

    print '\t\t', Hn[ii-1] * A / B
    print '\t\t\t', A, B, Hn[ii-1]
    print '\t\t\t', A/B

    corp = (Hn[ii-1]) * A / B

    suma = suma + corp

deltaT.append((Gp - G) * suma)
count += 1

return deltaT
```

### ### PROGRAMA CORRECCION TOPO

```
# Cargar datos
datos = leerDatos('input.txt')
```

```

for pozo in datos:
    nombre = pozo
    ncirc = datos[pozo]['nc']
    coords = datos[pozo]['xyz']
    archt = datos[pozo]['t_arch']
    # Cargar radios, sectores, promedios
    radios, sectores, H = calcHtemp(pozo + '_tz.txt')
    # Asegurar unidades correctas
    with open(archt, 'r') as f:
        for line in f:
            if '#' in line:
                if 'ELEV' in line.split('\t')[-1]:
                    elevFlag = True
                else:
                    elevFlag = False

# Calcula el gradiente geotermico del pozo
gradiente, Z, T = calcGrad(archt, zt=True)

# Convertir elevacion a profundidad
if elevFlag:
    profs = np.abs(np.array(Z) - Z[0])
else:
    profs = np.array(Z)

#print ncirc, coords, archt
#print radios, sectores, H
#print '*****'
#print gradiente
#print '*****'

# Calcular correccion iteracion 1
deltaT1 = calcDeltaT(gradiente, radios, H, T, profs, coords[-1])
#Actualizar T
T1 = np.array(T)-np.array(deltaT1)

archt1 = 'temps1.txt'
with open(archt1, 'w') as tf:
    tf.write("#TS_C\tBHT_C_2009\tMOD0=PROF\n")
    for i in range(len(T1)):
        tf.write(str(T1[i]) + '\t' + str(Z[i]) + '\n')

```

```
# Re-Calcular gradiente
gradiente, Z, T1 = calcGrad(archt1, zt=True)
# Calcular correccion iteracion 2
deltaT2 = calcDeltaT(gradiente, radios, H, T1, profs, coords[-1])
#Actualizar T
T2 = np.array(T1)-np.array(deltaT2)

# Crear archivo de salida
output = 'output_' + nombre + '.txt'
with open(output, 'w') as of:
    of.write("#PROF\tT_orig\tT_1\tT_2\tdT1\tdT2\tnombre\tgradiente\n")
    for i in range(len(T2)):
        of.write(str(Z[i]) + '\t' + str(T[i]) + '\t' + str(T1[i]) + '\t' + str(T2[i]) + '\t' + str(T1[i]-
T[i]) + '\t' + str(T2[i]-T[i]) + '\t' + str(nombre) + '\t' + str(gradiente) + '\n')

fig = plt.figure()
plt.plot(T, profs, 'k', label='Original')
plt.plot(np.array(T1), profs, 'r', label='Correccion 1')
plt.plot(np.array(T2), profs, 'b', label='Correccion 2')
plt.ylim(2500,0)
plt.xlabel('Temperatura [C]')
plt.ylabel('Profundidad [m]')
plt.title(nombre)
plt.legend()
plt.savefig(nombre+'.png')
plt.close()
plt.show()
```